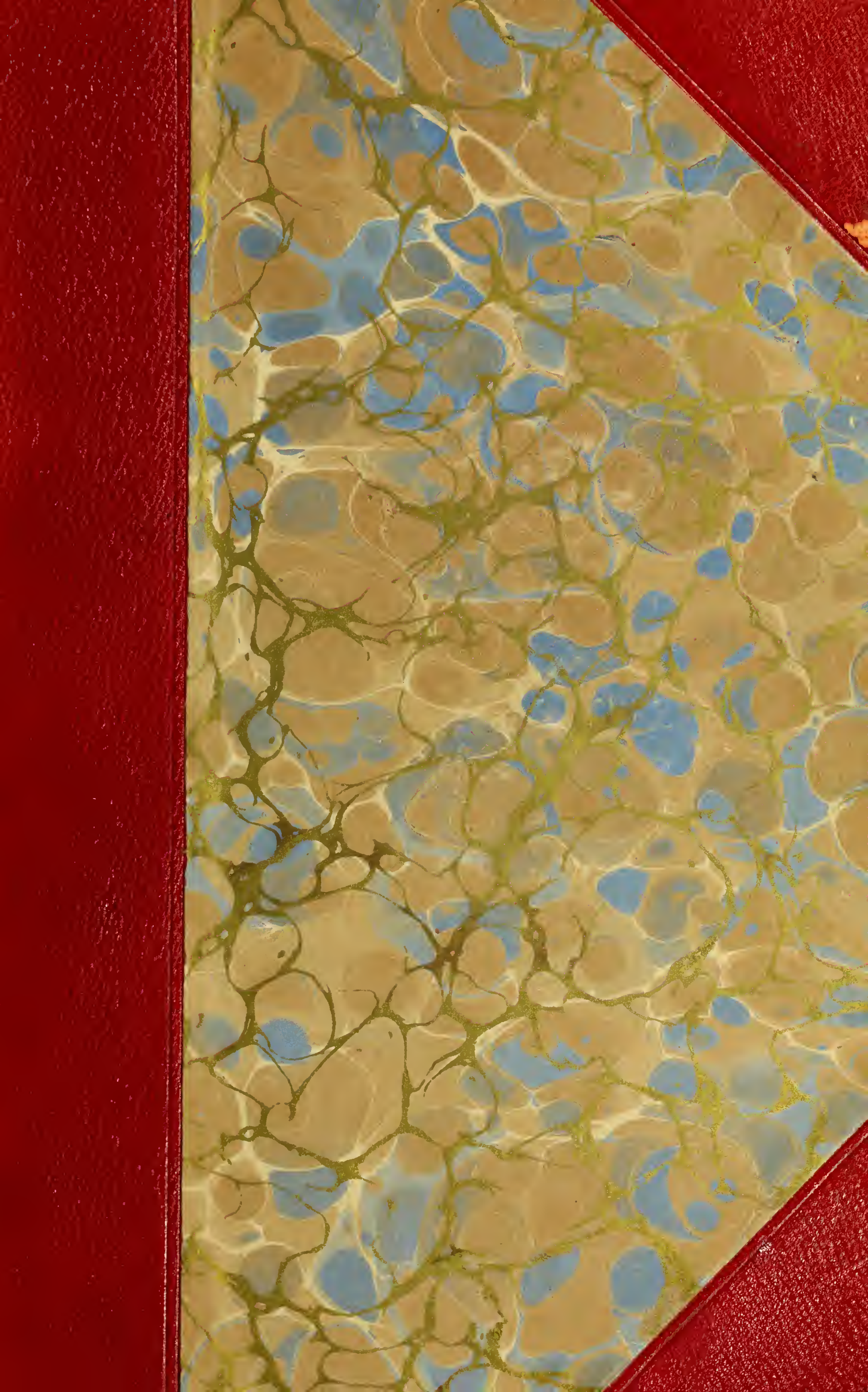
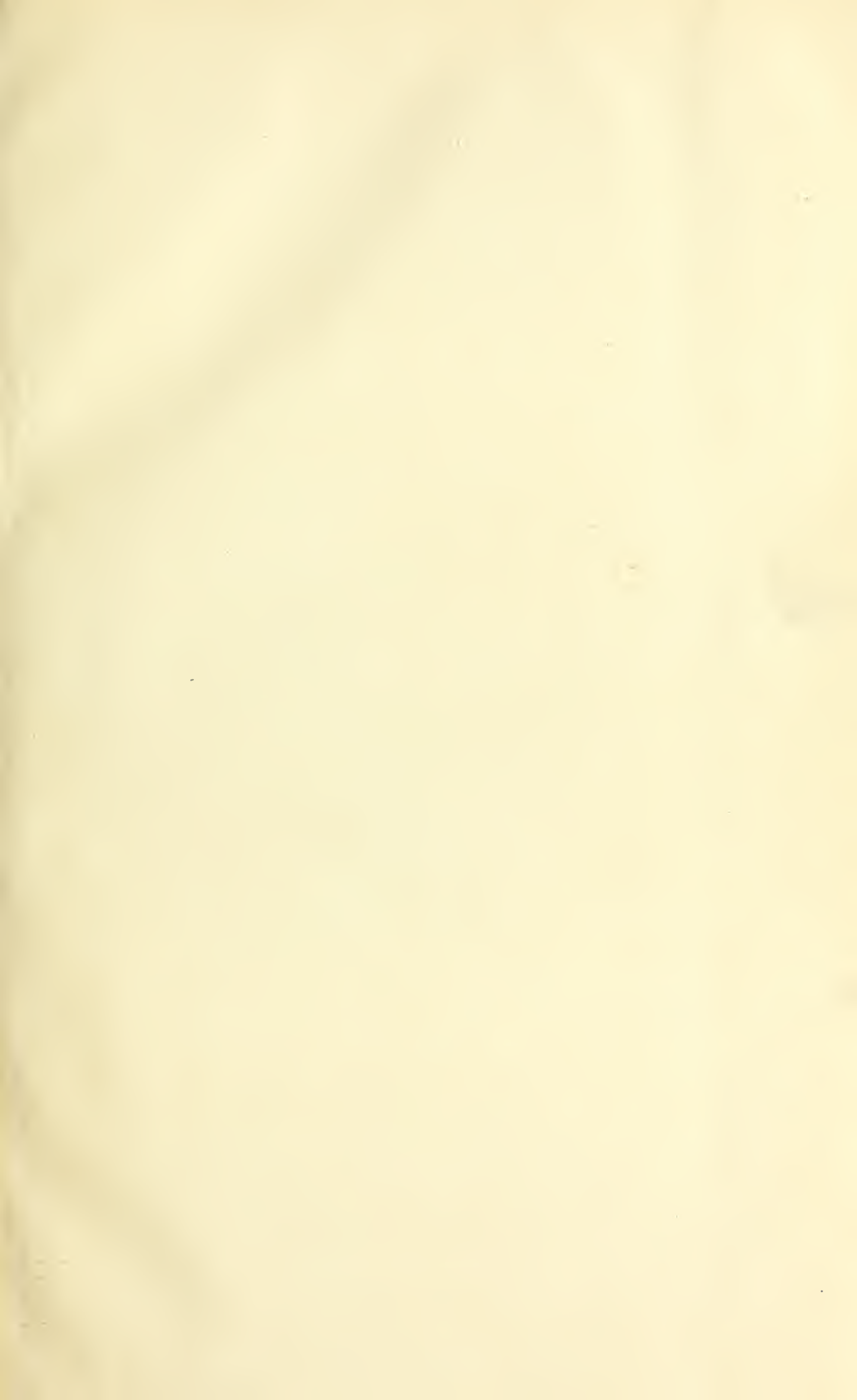






Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken †, Th. Liebisch
in Marburg, in Tübingen, in Berlin.

—

Jahrgang 1912.

Mit zahlreichen Figuren im Text.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser
1912.

Druck der K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

Inhalt.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Besprechungen.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Sachregister

zum Centralblatt für Mineralogie etc. 1912.

Die Original-Mitteilungen sind *kursiv* gedruckt.

1. Januar 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1912. No. 1.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart betr. Abel, Paläobiologie der Wirbeltiere.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber vulkanische Baue, ihre Benennung und geographische Verbreitung.

Von **K. Sapper**-Straßburg.

In einem kürzlich erschienenen Werke über „Die vulkanischen Erscheinungen der Erde“ [1] klagt K. Schneider darüber, daß die Lehre von denselben eine gewisse Stagnation erfahren habe und glaubt, daß die geradezu uferlose Masse von Einzelbeschreibungen dringend eine Durcharbeitung erforderte, wenn man versuchen wollte, tiefer in das Wesen des Vulkanismus einzudringen. Diesen Versuch hat Schneider selbst in seiner Weise unternommen. Er findet (p. 16), daß ein auf Grund sorgfältiger Beobachtung und zusammenfassender Kritik aufgebautes deskriptives System die Grundlage jeglichen Fortschritts darstellen würde und verlegt daher das Hauptgewicht seiner Darlegungen auf die Lösung dieser Aufgabe, leider so sehr, daß er im Verlauf seiner Ausführungen der petrographischen und chemischen Unterschiede, die zwischen den einzelnen Vulkangebieten, Vulkanen und Ausbrüchen bestehen, kaum mehr als beiläufig gedenkt, die Theorien über die Ursachen und den Mechanismus der vulkanischen Vorgänge nur gelegentlich streift [2] und auch das innige Wechselverhältnis zwischen Gebirgsbau und vulkanischen Ereignissen nur in wenigen Fällen an konkreten Fällen neu untersucht; ja er gibt nur beiläufig eine ganz magere schematische Darstellung des Verlaufs vulkanischer Ausbrüche (p. 42) und unterläßt es sogar, auf manche seiner früher [3] ausgesprochenen Anregungen wieder einzugehen; er beschränkt sich vielmehr in der Hauptsache neben der Aufstellung eines morphologischen und genetischen Systems der Vulkanbaue darauf, eine neue Nomenklatur zu schaffen und die zeitliche und räumliche Anordnung der vulkanischen Erscheinungen zu untersuchen.

Mit Recht wendet sich Schneider (p. 19) gegen das seit neuerer Zeit immer allgemeiner werdende Bestreben einzelner Forscher, die Lokalausdrücke ihres jeweiligen, oft recht entlegenen Forschungsgebiets (z. B. Island, Mexiko) als allgemeine

[1] Mit 50 Abbildungen, Karten und Profilen. 272 p. 8°. Berlin. Gebr. Bornträger. 1911.

[2] Über die Rolle des Wasserdampfes bei vulkanischen Ereignissen äußert er sich zurückhaltend und bleibt offenbar in seiner Stellungnahme unentschieden, vergl. p. 11 und p. 39.

[3] Zur Geschichte und Theorie des Vulkanismus. Prag 1908.

Termini technici in die Wissenschaft einzuführen und er sucht nun eine neue Terminologie einzuführen, da er die alten Bezeichnungen — meines Erachtens großenteils mit Unrecht — nicht für ausreichend hält. Er stützt sich dabei in letzter Linie auf griechische Wurzeln und bildet manche neue Wörter und Wortzusammensetzungen, die sprachlich zwar teilweise sehr angreifbar sind, aber z. T. wenigstens den Vorzug der Kürze besitzen und zudem die Möglichkeit adjektivischer Anwendung bieten.

Da die Adjektiva rheumatisch, klastisch und pneumatisch im gewöhnlichen Sprachgebrauch schon ihre bestimmte Bedeutung haben, so schuf sich Schneider willkürlich erweiterte Formen daraus: rheumatitisch, klasmatisch, pneumatitisch. Rheumatica sind Laven, Klasmatica lockere Auswurfsprodukte, und Pneumatica gasförmige Exhalationen der Vulkane. Ein rheuklastisches Gebilde im Sinne Schneider's ist ein Gebilde, in dem Laven mit Lockerprodukten zusammen auftreten.

Schneider's morphologisches System der vulkanischen Bauwerke umfaßt:

1. Pedioniten, d. h. Decken der alten Nomenklatur.

2. Aspiten (sprachlich richtiger wäre Aspiden), d. i. Schildvulkane, Lavavulkane.

3. Tholoide, d. i. Kuppen- und wohl auch Domvulkane.

4. Belonite, d. h. Felszacken im Sinne des 1902/03 im Peléкrater erschienenen Gebildes.

5. Koniden, d. h. Kegel (Stratovulkane der alten Nomenklatur).

6. Homaten oder Wallberge (richtiger wäre zu sagen Ringwallberge), d. h. aus Lockergebilden aufgebaute vulkanische Gebilde mit großem Krater, großer Grundfläche und geringer Höhe und

7. Maare, für die kein Fremdwort vorgeschlagen wird. Koniden und Homaten werden als gesellschaftlich auftretende Formen bezeichnet. Für eruptive Rücken oder Rückengebirge, für Explosionsgräben und Vulkanspalten ist in Schneider's morphologischem System kein Platz.

Durch Zusammensetzung wie Aspikoniden und Aspihomaten, Tholobelonite, Homakoniden und Konihomaten will Schneider Kombinationen mehrerer Formen kurz andeuten.

Als einzigen Fortschritt in diesem morphologischen System kann man vielleicht die Ausscheidung von „Homaten“ [1] ansehen, obgleich deren Unterscheidung gegenüber Koniden in Grenzfällen sehr schwierig, ja unmöglich wird. Schneider selbst gibt p. 62 als ein Charakteristikum dieses Typus an, daß bei ihm die Böschungen nach innen und außen gleichmäßig abfallen, soweit sie aus Lockermaterial gebildet sind; aber beim Pipernovulkan, der ebenda ausdrücklich als Homate bezeichnet ist, soll, wie als-

[1] Die sprachliche Bildung wird den Beifall der Philologen gewiß nicht finden!

bald von SCHNEIDER selbst ausgeführt wird, der Außenabfall flach, der Innenabfall aber steiler sein.

Bei Aspiten wird angenommen, daß durch Zurücksinken der Lava am gleichen Ort eine Höhlung entstehe (p. 61). Trotzdem scheint SCHNEIDER für die Hawaikrater (p. 106) PENCK's Erklärung als Explosionsöffnungen anzunehmen. Bei Koniden kann nach SCHNEIDER ein Krater fehlen (p. 61). „Er ist nur das Endprodukt der letzten großen Kraftäußerung. Ist diese geringer und weniger durchschlagskräftig gewesen, so baut sich innerhalb des Kraters eine kleine sekundäre Konide auf, welche in diesem Fall immer frei der Kratertiefung ist. Sie zeigen den reinen konischen Charakter.“ Ich gestehe, daß mir die Bildung derartiger Kegelgebilde aus Lockermassen ebenso unverständlich ist, wie die klasmatischen Aspiten (p. 131). Mir scheint, daß in den von SCHNEIDER erwähnten Fällen Staukegel im Innern der Krater vorhanden sind, also, um in seiner Sprache zu reden, „Tholoiden“.

Die auf der Erde unterschiedenen Grundformen findet nun SCHNEIDER (bis auf die wegen ihrer Kleinheit nicht sichtbaren Maare und Beloniten p. 127) auch auf dem Monde wieder. Die Mond-Meere sind Pedioniten, die Ringgebirge teils Aspiten, teils Homaten, die Zentralkegel derselben Koniden sehr zähen Magmas oder aus Lockermaterial gebildet, die Gebirge Gruppen von Tholoiden. Die flachen Böschungen, die EBERT an zahlreichen Ringgebirgen gemessen hat, machen allerdings die Analogie mit Schildvulkanen groß; wenngleich die riesigen Krater der Mondringgebirge zu den kleinen Rücksinkungskratern der terrestrischen Schildvulkane in starkem Gegensatz stehen, so ist es doch in diesem Fall leichter, SCHNEIDER's Vermutung zuzustimmen, als im Falle des Tycho und des Plato, die SCHNEIDER wegen der von EBERT gemessenen steilen Außenböschung als Homaten ansprechen möchte. Die verschiedenen Bilder in den Werken von NASMYTH, NEP. KRIEGER, L. WEINEK, LÖWY und PUISEUX haben mir doch einen recht verschiedenen Eindruck gemacht, als irdische Ringwallberge, noch abgesehen von den Riesenmassen der Mondkrater; zugeben möchte ich aber freilich, daß LÖWY und PUISEUX im 2. Heft ihrer Erläuterungen zu ihrem Mondatlas ein Moment beim Tycho anführen, das bei manchen irdischen Vulkanen tatsächlich ebenfalls zutrifft und für SCHNEIDER's Deutung ins Feld geführt werden könnte: nämlich die Lage der Umgebung des Tycho u n t e r dem mittleren Niveau des umgebenden Plateaus, also wohl in einem Einbruchskessel.

Am wenigsten hat mich SCHNEIDER mit seiner Erklärung der Mondgebirge als Tholoidengruppen zu überzeugen vermocht. Wir wissen eben in der Tat zu wenig über die Mondgebirge, als daß man sich ein klares Bild von denselben zu machen vermöchte. FAUTH's Ansichten scheinen hier SCHNEIDER beeinflußt zu haben.

In einem besonderen Kapitel stellt Schneider die Entwicklung der vulkanischen Erscheinungen der Erde in verschiedenen Phasen seit dem Tertiär dar (p. 81—126) und kommt zu dem Ergebnis, daß im Tertiär Lavaergüsse, in der Gegenwart aber Lockerförderung bei den vulkanischen Ausbrüchen überwogen hätten. Man kann da vielleicht zustimmen, aber eine gründliche Nachprüfung wäre entschieden noch erforderlich.

Widerspruch dürfte vor allem Schneider's Darstellung der Entwicklung des Ätna als einer Aspikonde und des Doppelbaus Somma-Vesuv finden, namentlich aber die Annahme, daß der Vesuvausbruch von 79 n. Chr. eine Ähnlichkeit mit dem Bandaisanausbruch von 1888 besessen hätte, denn beim Bandaisanausbruch handelte es sich hauptsächlich um Bewegung bereits vorher vorhandener Bergmassen, während die juvenile Förderung vulkanischer Stoffe fehlte, oder mindestens minimal war, beim Vesuvausbruch von 79, der viel länger als jener dauerte, wurden aber große Massen lockerer Auswürflinge gefördert — Schneider schätzt sogar 5 cbkm, ohne freilich die Grundlagen seiner Rechnung mitzuteilen —, dagegen ist den spärlichen Quellennachrichten durchaus nicht mit Sicherheit zu entnehmen, welche topographischen Veränderungen der Vesuvausbruch von 79 zurückgelassen hat.

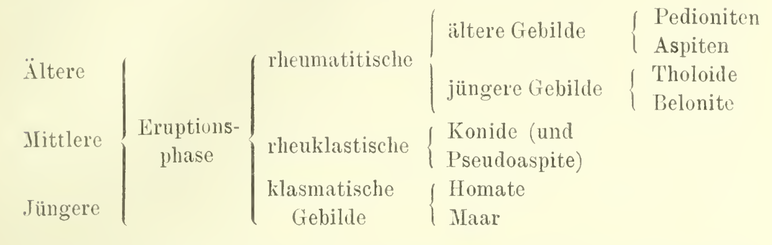
Schneider beklagt sich mehrfach darüber, daß in der Gegenwart die Bedeutung der Lockermassenförderung der Vulkane nicht genügend gewürdigt werden und zeigt an einzelnen Beispielen, wie gewaltig die geförderten Massen waren. Wenn er aber (p. 85) dem S. Maria-Ausbruch eine Förderung von 50 cbkm zuschreibt, so hat er die tatsächlich errechnete Summe fast verzehnfacht, und wenn er angibt (p. 89), daß E. O. Hovey die vom Wallibou River in 10 Monaten fortgetragenen Auswurfsmassen auf 150 Mill. cbm berechnet habe, so ist zu bemerken, daß der amerikanische Geologe dafür tatsächlich 135 Mill. Kubikfuß angegeben hatte.

Für die Förderungsprodukte des rezenten Vulkanismus gibt Schneider (p. 87) folgende Entwicklungs- und Altersreihe: 1. Fladenlava. 2. Zacken- und Schlackenlava. 3. Schweißschlacken und 4. Bombenaschen. Diese Aufstellung ist sehr schematisch und dürfte höchstens in der Weise Geltung haben, daß man im allgemeinen in älteren Stadien eines Ausbruchsgebiets ein Vorwiegen der Fladenlava vor der Zacken- und Schlackenlava zugeben kann, sowie ein Vorwiegen von Lockerförderung beim Alter des Eruptionsgebildes und -Gebietes. Die Schweißschlacken, als relativ seltenes Gebilde, dürften in einer so schematisch gehaltenen Darstellung wohl überhaupt übergangen werden.

Nach den die vulkanischen Baue zusammensetzenden Materialien, deren Formen recht kurz und schematisch p. 42—46 beschrieben worden waren, unterscheidet Schneider in seinem genetischen System (p. 130) rheumatitische, rheuklastische und klas-

matische Baue, nachdem er mit Recht hervorgehoben hat (p. 128), daß auch „homogene“ Baue geschichtet (Schildvulkane) und auch „geschichtete“ Vulkane homogen sein können (reine Aschen- oder Schlackenvulkane).

Die Altersfolge der vulkanischen Gebilde zeigt folgendes Schema seines genetischen Systems (p. 130):



Bei all diesen Bauen soll das Oberste zugleich das Jüngste sein — ein Satz, den Schneider auch auf die Tholoide und Belonite ausdehnt. Bei der Belonite des Mont Pelé, meint er, hätte die Zähflüssigkeit ein Fließen völlig verwischt und verborgen; diese Meinung ist aber zweifellos irrig, denn man konnte an der äußeren Längs- und Querstreifung der Felsnadel des Mont Pelé deutlich sehen, daß dieselbe als Ganzes in die Höhe geschoben wurde und die Änderungen der Gipfelform erfolgten offenbar ausschließlich durch Abbrüche der obersten Gipfelpartien, aber nie durch „ein Durchquellen der Masse in sich“.

Die Maare werden (p. 133 und 112) als Nachzügler, als Epigonen der vulkanischen Tätigkeit aufgefaßt — aber wenngleich zuzugeben ist, daß sie häufig als solche auftreten, so ist doch keineswegs richtig, daß sie nur als solche auftreten, vielmehr können sie zweifellos auch als Embryonen der vulkanischen Kraft erscheinen oder während der Vollwirksamkeit eines vulkanischen Herdes sich einstellen und wenn sie in der Tat häufig das Ende der Tätigkeit eines Herdes anzeigen, so kommt es doch auch vor, daß inmitten von Maaren auch wieder vulkanische Kegel sich aufbauen, also die Tätigkeit fortsetzen (so Coatepeque und Masaya in Mittelamerika).

Als letzte Phase der Entwicklung des Vulkanismus, des vulkanischen Zyklus, erwähnt Schneider die Gasemanation (pneumatitische Ausbrüche), die im Gegensatz zu den intermittierenden rheumatitischen oder klasmatischen Ausbrüchen sich durch dauerndes Gleichbleiben auszeichnen (heiße Quellen); erwachende und wieder erlöschende Solfatarentätigkeit will Schneider hier ausgeschlossen wissen.

Für die Gesamterde nimmt Schneider, wie so viele andere, eine zweimalige Blütezeit des Vulkanismus an: im späteren Paläozoicum und im Tertiär und verfolgt in einem be-

sonderen Kapitel die vulkanischen Bildungen Mitteleuropas seit dem Tertiär (p. 138—162), um dann die geographische Verbreitung der Vulkane der Gegenwart (p. 163—228) zu beschreiben und die in historischer Zeit tätig gewesenen Feuerberge in einem besonderen, als sehr dankenswert zu begrüßenden Katalog p. 239—257 aufzuzählen. Die Zahl der als tätig registrierten Feueressen beträgt nach diesem Katalog 367, also wesentlich weniger als bei Mercalli (415). Es scheint diese Reduktion z. T. davon herzurühren, daß Schneider annimmt (p. 164), daß Förderungsart und -form der Vulkanberge „den Schlüssel für die Beurteilung des erloschenen oder tätigen Berges" gebe und demnach z. B. bei den mittelamerikanischen Vulkanen den Santa Maria (Ausbruch 1902), Ilopango (1880) und Nejapa (1659) weggelassen hätte, weil dieselben seiner Ansicht nach nicht weiter ausbruchsfähig wären. Aber damit würde nicht stimmen, daß er den Monte Nuovo (1538) in Campanien anführt, obgleich er auch von diesem annehmen muß, daß er nie wieder einen Ausbruch haben werde.

Ich möchte aber eindringlich davor warnen, sich irgend ein Urteil anzumaßen, ob ein Feuerberg endgültig erloschen sei oder nicht, da wir gar nicht in der Lage sind, irgend ein sicheres Urteil darüber zu gewinnen. Es wäre darum wohl richtiger, in einen derartigen Katalog einfach alle Vulkane aufzunehmen, von denen in historischer Zeit Tätigkeitsäußerungen bekannt sind. Dann würde auch eine Anzahl asiatischer Festlandsvulkane erscheinen müssen, die hier übergangen sind und die Liste würde überhaupt reicher werden. Manche Vorkommen sind auch wohl bloß übersehen worden und von den berichteten Ausbrüchen sind viele zu streichen, andere Daten aber einzuschieben. Bei der großen Schwierigkeit, die einschlägige Literatur zusammen zu bekommen und die nötige Kritik zu üben, sind allerdings einzelne Übersehen wohl nicht zu vermeiden.

Zur besseren Erläuterung sind für zahlreiche Einzelgebiete Kartenskizzen der Vulkanverbreitung beigegeben. Ich habe davon die mittelamerikanischen Vulkane genauer durchgesehen, aber leider eine ganz unrichtige Anordnung der salvadoreñischen Vulkane auf der Kartenskizze bemerkt[1]. Auch mit dem zugehörigen Text bin ich nicht einverstanden, denn wenn Schneider auf Grund von Bertrand's tektonischer Karte glaubt, daß die Vulkane Mittelamerikas „an die großen Synklinalen gebunden sind, welche von hier gegen E zu den Antillen ziehen" und daß „mit jedem Neueinsetzen einer Synklinale neue Bogenstücke beginnen", so kann ich mich damit nicht

[1] Auf der Kartenskizze der kanarischen Inseln, die ich ebenfalls genauer revidiert habe, ist die Montana de Fuego auf Lanzarote an unrichtiger Stelle eingetragen.

einverstanden erklären, denn die mittelamerikanischen Vulkane sind mit Ausnahme der costaricanischen in Reihen angeordnet, welche nicht bogenförmig gekrümmt sind und mit dem Streichen der sedimentären Gebirgszüge nicht übereinstimmen, sondern nur mit dem benachbarter jungeruptiver Rückengebirge, die gewissermaßen die ältere tertiäre Phase des mittelamerikanischen Vulkanismus darstellen. Die mittelamerikanischen Vulkane sind nach meiner Ansicht an Bruchspalten der Erdkruste gebunden, die vielleicht hervorgerufen sind durch das Absinken des pazifischen Ozeans, aber nicht an Faltungszonen. Eine Ausnahme bilden vielleicht die südlichsten Feuerberge Mittelamerikas, besonders die Vulkane Costaricas, doch sind hier die geologischen Verhältnisse meines Erachtens noch zu wenig geklärt, als daß schon jetzt ein sicheres Urteil möglich wäre. Ich hoffe, daß Pittier's neue Forschungen darüber mehr Klarheit schaffen werden!

Das Endergebnis seiner Studien faßt Schneider in 10 Thesen zusammen, die er Gesetze nennt (p. 167 f. und p. 230 ff). 8 dieser Gesetze sind terrestrische, die übrigen 2 kosmische. (Mit manchen dieser Thesen kann man sich freilich nicht durchaus einverstanden erklären.)

Um die Herdtiefe zu bestimmen (p. 37) und um die vulkanischen Ausbrüche als solche zu fixieren (p. 237), schlägt Schneider die Errichtung eines seismologischen Dienstes in der Umgebung der Vulkane vor, denn er glaubt, je heftiger ein Ausbruch sei, desto bedeutender müßte auch die Erderschütterung sein (p. 237 und 112 f.). Auch ich würde die Errichtung zahlreicher seismischer Stationen an und auf Vulkanen sehr begrüßen, da sie ebenso wie Schwere- und Tiefentemperaturmessungen uns sicher höchst wertvolle Aufschlüsse über Magmabewegungen im Innern der Erde geben würden, aber über die Bedeutung der Ausbrüche sagen sie uns nichts Sicheres. Schon die Geschichte der mittelamerikanischen und westindischen Vulkanausbrüche zeigt uns, daß heftige Beben zwar häufig Vulkanausbrüchen vorausgehen oder sie begleiten (z. B. S. Maria, Cosegüina), daß solche aber auch ohne nennenswerte seismische Vorboten oder Begleiter eintreten können (Mont Pelé) und daß sehr schwere vulkanische Beben sogar in den Ruhepausen der Vulkantätigkeit auftreten können (Katastrophenbeben von Antigua, San Salvador, Cartago).

Wenn auch nach dem Gesagten gar manche Ausführungen Schneider's Grund zu allerhand Zweifeln und sachlichen Einwürfen bieten, so enthält das Buch doch auch Neues und Wertvolles und dürfte manche Anregung zu weiteren Untersuchungen bieten. Das Werk möge daher der Beachtung der Fachgenossen empfohlen sein.

Ueber tropische sandsteinartige Verwitterungsbildungen aus Gneis und Granit.

Vorläufige Mitteilung von Privatdozent Dr. **P. Vageler**-Königsberg i. Pr.

Man findet unter den Rot- und Grauerden Ugogos, welche letzteren in der Hauptsache, soweit sie eluvialen Charakters sind und es sich nicht um Bildungen in großer Meereshöhe handelt, daraus hervorzugehen scheinen, in fast universaler Verbreitung ein eigentümliches Gestein als Hangendes des Gneis-Granituntergrundes, das auch für aufmerksame Betrachtung durchaus den Eindruck eines fossilleeren Sandsteins macht. Das Gestein ist meistens hell, oft aber auch rot gefärbt und enthält im letzteren Fall zahlreiche Eisenkonkretionen, die sich so häufen können, daß sie von den Eingebornen zur Eisengewinnung benutzt werden, wo das Gestein, wie an sehr vielen Hängen, ansteht und durch Verwitterung und Abtrag der leichteren Gesteinskomponenten der Verwitterungsschutt an den schweren Eisenkonkretionen sich angereichert hat.

Die Mächtigkeit schwankt von wenigen Zentimetern in exponierten Lagen bis, soweit bekannt, 5 m in geologisch alten Senken, wo das Gebilde vielfach an Chalcedonsandstein erinnert. Andeutung von Schichtung scheint auf den ersten Blick für Entstehung des Gesteins durch einen Sedimentationsvorgang zu sprechen. Die Annahme des Sandstein-, d. h. Sedimentcharakters der hiesigen Vorkommen wurde jedoch für die Mehrzahl der Fälle durch genaue Untersuchung größerer Profile als unhaltbar erwiesen. Es zeigte sich in vollständig durchreichenden Aufschlüssen ein so allmählicher Übergang von der oberflächlichen Rot- oder Grauerde durch das fragliche Gestein zum unverwitterten Gneis-Granit, daß der wahre Charakter dieser vermeintlichen Sedimente als Verwitterungsstadien des Gneis-Granits keinem Zweifel unterliegen kann. Es scheint sich um bestimmte Vorstadien der Roterde-, wenn man will, in letzter Linie Laterit-Bildung unter gewissen hier nicht näher zu erläuternden klimatischen Bedingungen zu handeln. Ob freilich alle Vorkommen ähnlicher Natur als Verwitterungsbildungen aufzufassen sind oder ob daneben echter Sandstein und echte Konglomerate lokal auftreten, muß die Untersuchung des Materials lehren.

Als Vorstufe der Lateritbildung muß das fragliche Gestein die für den Laterit typischen Eigenschaften bereits angedeutet zeigen, d. h. die Silikate müssen weitgehend aufgespalten sein und sehr viele freie Oxyde resp. Hydroxyde und Oxydhydrate müssen sich nachweisen lassen. Ein Gleiches muß natürlich auch für die durch rezente Verwitterung des Gesteins entstandenen Grauerden gelten. die damit zu den äußerlich ähnlichen Grauerden der gemäßigten und kalten Klimate auch chemisch in einen ähnlichen

Gegensatz treten würden, wie es durch größere Oberflächenentwicklung physikalisch ohnehin der Fall ist[1].

Ist dem so, so wäre der Widerspruch, der im Vorkommen typisch tropischer Roterden neben auch in kalten Klimaten zu beobachtenden Grauerden am gleichen Orte liegt, auf Täuschung durch äußere Merkmale zurückgeführt und damit beseitigt, womit für das einheitliche Verständnis der Bodenbildung als Funktion des Klimas viel gewonnen wäre.

Um eine möglichst vielseitige Untersuchung von den verschiedenen Standpunkten zur Frage zu veranlassen, stehen Interessenten Proben gerne zur Verfügung.

Die Blätter Bevensen, Bienenbüttel, Ebstorf und Harburg der geologischen Karte des Königreichs Preussen[2].

Von K. Olbricht.

In den folgenden Zeilen behandle ich:

I. Den Bau der Heide nach meinen gedruckt vorliegenden Beobachtungen;

II. die Stellung der Karten hierzu;

III. allgemeine Fragen;

IV. berichte ich über einige neuere Beobachtungen, die für das in Punkt I—III Mitgeteilte von Bedeutung sind.

Mehrmals komme ich auch auf folgende Arbeiten STOLLER's zu sprechen:

a) Die Landschaftsformen der südlichen Lüneburger Heide (2. Jahresbericht des niedersächsischen geol. Vereins[3]).

b) Spuren des diluvialen Menschen in der Lüneburger Heide (Jahrb. d. Landesanstalt 1909. p. 433 etc.).

Beide Arbeiten bezeichne ich kurz als St. 1 und St. 2.

---

[1] cf. VAGELER: Die Mkattaebene, Berlin 1910, ferner: Vortrag auf der Versamml. Deutsch. Naturf. und Ärzte: Physikalische und chem. Vorgänge bei der Bodenbildung in den Tropen. Fühlings landw. Z. 1910.

[2] Im folgenden kurz als Be, Bi, Eb und Ha — Erl. = Erläuterungsheft — bezeichnet.

[3] In dieser Arbeit nimmt STOLLER das Allertal als Südgrenze des Würmeises an, während ich nachweisen konnte (IX. p. 278), daß dieses bis in die Nähe der Stadt Hannover reichte, also viel weiter nach S vordrang. Die von STOLLER aufgestellte Theorie über das Abbrechen eines großen Eislobus, welcher als tote Scholle die Heide bedeckte, läßt sich durch die Tatsachen nicht beweisen, ist aber zudem völlig überflüssig. P. 128 schreibt STOLLER, daß in der südlichen Heide das letzte Inlandeis und seine Schmelzwässer die älteren Formen umgestalteten, „hier niedrige Spitzen abradierend, dort noch einige Mulden und Talungen unvollständig ausfüllend, hier einem Plateaustrich vereinzelte Hügel aufsetzend, dort ein vorübergehendes Tälchen weiter gliedernd". Auf den Nachweis dieser Einzelheiten bin ich gespannt.

Meine Ausführungen gliedere ich bei Teil 1 und 2 nach folgenden Gesichtspunkten:

a) die ältere Landoberfläche und ihre Verwitterung;
b) das jüngere Diluvium und sein Aufbau;
c) die postglaziale Gestaltung, die Ilmenauterrassen, der Gehängeschutt;
d) allgemeine Fragen.

I. Der Bau der Heide nach meinen Beobachtungen.

a) Die Heide besteht aus einem aus den Schichten älterer Vereisungen aufgebauten Sockel, der in wechselnder Mächtigkeit von den Ablagerungen der Würmvereisung überdeckt wird. Im Norden sind diese sehr mächtig, im Süden keilen sie allmählich aus und der alte Sockel beherrscht in der ganzen Südheide das Landschaftsbild. (Profile in: O. die Höhenschichtenkarte der Lbg. Heide. Peterm. Mitt. 1910. II. Heft 3.) Zu diesen interglazial bedingten Höhen gehört auch der Landrücken, den die Ilmenau oberhalb Emmendorf durchschneidet. An seinem Aufbau beteiligen sich die Schichten von wahrscheinlich mehreren Vereisungen.

Die Oberfläche desselben war eine wellige Exarationslandschaft (I, p. 72 unten II, VIII, IX), in deren Senken die interglazialen limnischen Schichten sich ablagerten. Diese Kalke und Kieselgurlager sind — abgesehen von Lössen und Talsanden — die einzigen Aufschüttungen auf dem Lande während der Zwischeneiszeiten. In diesen wird das Land im allgemeinen erniedrigt, die Aufschüttungsgebiete liegen — wie heute — zumeist an der Küste der Randmeere.

Eine starke Verwitterung zeichnet die interglaziale Landoberfläche aus. Diese zeigt sich einmal in der Entkalkung, daneben aber in der Zersetzung der Geschiebe, der rötlichen Patinierung vieler Feuersteine und der starken Ausscheidung von Eisenhydroxyden und (weiter im S) Manganrinden (I, II, VII, IX). Mehrere Gründe sprechen dafür, daß das damalige Klima von dem rezenten erheblich verschieden war (VI). Zu den Hügelgruppen, die einen interglazialen Kern besitzen können — aus morphologischen Gründen — ohne daß er bisher aufzufinden war, rechnete ich die Rauhen Berge (Kirchgellersen) und den Grünhagener Wald. Nachdem ich bei Südergellersen in ca. 68 m Meereshöhe diesen Kern in Gestalt von verwitterten Sanden und Grundmoränen fand, ist dies für den Rauhen Berg als sicher anzunehmen. Diese älteren Sockelschichten beißen bei Neetze am Rande des Elbetales aus, wodurch die Erosionsnatur auch dieses Tales bewiesen ist (VI), abgesehen davon, daß auch die schon allbekannte Lauenburger Seite reine Erosionsprofile aufweist. Auffallend ist die fast überall zu erkennende starke Faltung dieser Sockelschichten, die für eine Exarationslandschaft kennzeichnend ist (VIII).

b) Auf diesen alten Sockel legen sich die Schichten der jüngeren Vereisung, ihn an vielen Stellen völlig ausgleichend, so daß nur seine höchsten Erhebungen hindurchschimmern. Die Mächtigkeiten dieser jüngeren Schichten schwanken stark. In der Gegend von Amelinghausen und im oberen Luhetal beträgt sie mehr als 50 m. Die dortigen mehr als 100 m hohen Landrücken sind stark zertalt und erst in den Tiefen der Täler kommt der alte Sockel zum Vorschein (Profile in II).

Das jüngere Diluvium erreicht im Gebiete um Lüneburg und Bevensen auch noch Mächtigkeiten bis zu 30 m und besteht aus der Sandrformation und den hangenden Grundmoränen. Unter der Basis der ersteren liegen bei Lüneburg auch Tone interglazialen Alters (VI).

Die Sandrformation besteht aus drei Hauptgliedern. Zum großen Teil ist sie aus verlagerten älteren Schichten aufgebaut und wird darum leicht für älter gehalten, wenn die Aufschlüsse nicht groß genug sind. Diese umgelagerten älteren Schichten finden sich besonders im SW von Lüneburg, wobei offenbar die Gletscher mächtige Deckschichten des im Interglazial gehobenen Lüneburger Horstes abtrugen (I, VI). Dazu kommen Sande mit Diagonalschichtung (VI) und endlich Sande und Tone, die deutlich auf ruhige Staubeckenbildung hinweisen (I, p. 41). Dieses Staubecken war aber kein interglazialer See, sondern ein junger Stausee zwischen dem Eisrande im W und den höheren älteren Sockelschichten im S (I). Vereinzelt lassen komplizierte Schichtenfolgen auch auf komplizierte Umarbeitungsvorgänge schließen (I, p. 41). Die jüngeren Sande sind durchaus nicht immer kalkreich, zumal nicht an den Stellen, wo sie aus umgelagerten älteren entkalkten Schichten aufgebaut werden.

Über diese Sandrformation legt sich in wechselnder, meist aber geringer Mächtigkeit die jüngere nur wenig entkalkte Grundmoräne, der besonders die zersetzten Geschiebe fehlen. Durch Erosion ist diese jüngere Grundmoräne in mehrere Fetzen aufgelöst.

Die Lagerung der Deckschichten ist meist flach, an anderer Stellung sind sie auch stark gestört (VI Kärtchen). Mehrere Aufpressungsmoränen erheben sich über die Aufschüttungsflächen. Ihnen sind ebene Sandflächen vorgelagert, die besonders zwischen Ebstorf und Kirchweyhe das Landschaftsbild beherrschen und meines Erachtens durch die verebnende Tätigkeit der Schmelzwässer entstanden (Karten in I und II). Lokale Hohlformen — Mulden von Kirchgellersen und Himbergen — führte ich auf lokale Gletscheraushobelung (I, 47 unten) zurück. Die Entstehung der Endmoränen habe ich besonders ausführlich behandelt (I, p. 26 bis 30, VI).

c) Die Landschaftsformen entstanden besonders durch die Zertalung der diluvialen Aufschüttungen. Im Ilmenaugebiet sind

Erosionsbeträge bis zu 40 m anzunehmen. Erst auf die Periode der Talbildung — die nicht zu kurz angesetzt werden darf — erfolgt die Ablagerung der Flottlehme (meines Erachtens sandige Lösse)[1]; noch jünger sind die Talsande der Ilmenau, die sich in großen Schuttkegeln im Elbtal fortsetzen. (I, II, IV.) Auch vor kleineren Tälern finden wir Schuttkegel, die hier bei geringeren Ausmaßen auch deutlichere Abböschungen aufweisen (I). Die allmähliche Abböschung der größeren Schuttkegel lassen die Meßtischblätter genau erkennen.

d) In meinen Arbeiten bin ich auch auf zahlreiche allgemeine Fragen eingegangen, welche die Gliederung der diluvialen Ablagerungen (I, p. 35), die Endmoränen (I, VI), die Mergelsande als umgelagerte Lösse (I, p. 23) und die Art der Abtragung (I, p. 63, 64, V, IV) behandeln.

II. Die Stellung der Karten zu meinen Beobachtungen.

a) Im Gebiete des Blattes Bienenbüttel sind die Bildungen des älteren Sockels nur an „wenigen" Punkten durch Handbohrungen, meist sogar erst durch tiefere Aufschlüsse mit „Sicherheit" nachzuweisen (Erl. Bi p. 11). Sonst konnte er durch Handbohrungen nicht mehr nachgewiesen werden. Ebenfalls verschwinden im N der Blätter Ebstorf und Bevensen die älteren Sockelschichten unter mächtigen jüngeren Ablagerungen und sind hier nur am Rande der Täler angeschnitten. Im Süden der Blätter hingegen stehen sie auf weite Erstreckung flächenhaft an.

Tragen wir nun das Verbreitungsgebiet dieser anstehenden Sockelschichten auf eine Höhenkarte ein (II), so erkennen wir, daß sie hier offenbar darum zutage treten, weil eine sehr weitgehende Abtragung die ganzen jüngeren Schichten entfernt hat, so stehen sie meist in den tiefgelegenen Tälern an und das jüngere Diluvium fällt mit einem deutlichen Erosionsrand gegen sie ab (Be Profil). Wie weit an dieser Abtragung die verebnende Tätigkeit der Schmelzwässer beteiligt ist, läßt sich leicht errechnen. Die Schmelzwässer konnten nicht unter das Niveau des Stausees abtragen, der sich zwischen dem Eisrande und den südlichen Höhen ausdehnte. Dieser Stausee floß im Süden durch das Ise- und Örtzetal ab. Da hier die Überflußschwellen 70 und 73 m hoch liegen, folgt, daß der größte Teil der Abtragung nur auf fluvioerosivem Wege erfolgen konnte und erst als im N durch das Eintiefen des Elbtales eine neue Erosionsbasis geschaffen war. Unterhalb 70 m liegt im Ülzener Becken (I, p. 52 etc.)

[1] Diese Anschauung glaube ich durch den Nachweis einer Dreikanterschichte, von der eigentümlicher Weise die kartierenden Geologen nichts gesehen haben, obwohl auch E. Wüst sich von ihrem Vorhandensein überzeugen konnte, sehr gestützt zu haben.

ein Gebiet von ca. 300 km². Nehmen wir nun an, daß dieses um durchschnittlich 10 m erniedrigt wurde, ergibt sich eine Abtragung eines Schichtenkomplexes von ca. 3 km³ Inhalt! Eine Leistung, zu der eine nicht zu kurze Zeit gehört! Über die Wichtigkeit dieser Berechnung nachher.

Schon in meinen Grundlinien (I, p. 72) wies ich darauf hin, daß am Aufbau des Sockels wahrscheinlich die Ablagerungen mehrerer Vereisungen beteiligt sind. Andeutungen hierfür finden wir in den Erläuterungen zu den Karten mehrfach. So wird (Erl. Eb. p. 18) ein mächtiger Komplex von Schichten als einer noch älteren (Elster = Mindel) Vereisung zugehörig betrachtet. Andeutungen älterer Interglazialzeiten in Form von verlagerten Braunkohlensanden (Erl. Be p. 15) und verlagerte altdiluviale Tone (Be p. 13)[1] gehören ebenfalls hierher. Die Tone sind besonders wichtig, als sie zeigen, daß dunkle Tone offenbar keinen einheitlichen Horizont bilden, wie es Schucht als möglich hinstellt (über jüngere Tone vergl. VI). Zudem beobachtete ich dunkle dem Sockel eingelagerte Tone auch bei Celle (IX, p. 280 oben).

Ebenfalls ergibt sich aus den Arbeiten der Landesanstalt klar, daß die Oberfläche des Sockels wellig verlief. (Bi 1, p. 130) (Erl. Bi p. 4).

Dagegen glaube ich nicht, daß die Kartenblätter alle Aufschlüsse des alten Sockels verzeichnen. Die Karte zeigt im S von Melbeck bei der eingegangenen Ziegelei (231 m) Mergelsande. In Wirklichkeit sind die hier anstehenden tonigen Sande nicht nur schichtungslos, sondern auch mit zahlreichen zersetzten Geschieben durchknetet, so daß ich hier die ältere Grundmoräne in toniger Ausbildung zu erkennen glaube. Ebenso stehen gleich im N von Kolkhagen (Weg nach Melbeck) stark sandig verwitterte mit Sanden und Bändertonen wechsellagernde zum Teil aufgepreßte Grundmoränen an, die unmöglich mit den ganz anders aussehenden jüngeren gleichgestellt werden können und wohl auch dem Sockel angehören (h = 38). Die große Meereshöhe dieser Moränen hängt ganz offensichtlich mit der westlich sich anschließenden Endmoräne des Osterberges (Bi) zusammen. Hier sind offenbar die tiefsten Teile der Aufpressungsmoräne aufgeschlossen. Zwei weitere Fundpunkte liegen bei Bienenbüttel. Hier waren (Sdgr. am Wege nach Grünhagen) in einer jetzt verfallenen Sandgrube Blockpackungen stark verwittert und mit zersetzten Geschieben über eisenschüssigen Vorschüttsanden in ca. 35 m Höhe aufgeschlossen. Der tiefe Wegeinschnitt (Weg von Bienenbüttel nach Hohenbostel) vor Hohenbostel wies dasselbe Profil auf, so daß hier offenbar eine einheitliche durch das Ilmenautal unterbrochene Blockpackung als Rest einer älteren Grundmoräne vorliegt.

[1] Ähnliche verschleppte Tonschollen fand ich neuerdings in den Sockelschichten der Hasenburger Gruben.

Ein weiterer auf der Karte nicht besonders verzeichneter Punkt liegt am Wege von Heinsen nach Melbeck ca. 900 m westlich von Melbeck. Hier steht die ältere Grundmoräne in Form einer Blockpackung unter weißen Verschüttsanden an.

Fassen wir alle Zahlen zusammen, so ergibt sich das schon von mir früher (I und II) entworfene Bild. Im N der Ilmenaumulde liegt die Oberkante des Sockels durchschnittlich in Höhen von 20—40 mm. Darüber hinaus sind keine Punkte bekannt, die zahlreichen Aufschlüsse des bis zu 85 m hohen Hügellandes zeigen oberhalb dieser Grenze nur weiße Sande, oder jüngere Grundmoränen. Auch am Steilabfall des bis über 100 m hohen Süsing fehlen Aufschlüsse des älteren Sockels, der erst im S der Blätter Bevensen und Ebstorf in der von mir schon (I, p. 51) bezeichneten Zone auf über 70 m ansteigt.

Dieses nüchtern auch auf Grund der Karten zu ersehende Tatsachenmaterial zeigt also, daß die jüngere Bedeckung im N recht mächtig wird — bis zu ca. 20—30 m —, ohne daß genaue Angaben gemacht werden können.

Die den Blättern Ebstorf und Bienenbüttel beigegebenen Profile ergeben nun ein anderes Bild. Zwar zeichnen sie im Süsing auch das jüngere Diluvium nicht zu gering (ca. 12 m), dagegen folgt die ältere Oberfläche im übrigen überall den heutigen Oberflächenformen, namentlich im Forst Wichmannsdorf. Der Sockel besteht auf diesen Profilen überall aus dem sehr mächtigen unteren Geschiebemergel. An einer Stelle wird uns die Kontrolle des Profils leicht, nämlich bei B (Bi). Hier ist nach Nachmessung der untere Geschiebemergel 10 m mächtig über dem Tertiär abgelagert. Das abgedruckte Bohrprofil (Bi p. 29) verzeichnet an genau derselben Stelle nicht Geschiebemergel, sondern lediglich Sande. Das Profil entspricht also an dieser Stelle nicht den beobachteten Tatsachen. Aber auch im übrigen wird es nirgends durch Beweise gestützt, denn der alte Sockel, der nach ihm überall ca. 10 m unter der Oberkante verläuft, müßte dann auch durch dementsprechende Bohrungen erwiesen sein, während Angaben solcher auf der Karte fehlen und aus den Erläuterungen hervorgeht, daß die Bohrungen im allgemeinen nur 2 m Flachbohrungen sind (vergl. auch Erl. Bi p. 12). Das Profil entspricht aber auch nicht den Beobachtungen, die auf der Karte niedergelegt sind. Wir haben es hier mit einem Erosionshügelland zu tun. Am Nordrande des Süsing finden wir im Hellkuhlengrunde in dichter Nähe Höhenunterschiede im Betrage von 40 m. Im Forst Wichmannsdorf finden wir Erosionstäler, die beinahe 20 m tief eingeschnitten sind, wie es sich ohne weiteres aus dem Betrachten der Höhenlinien ergibt. Wäre hier das jüngere Diluvium so gering mächtig, wie auf dem Profile, so hätte die Kartierung hier überall in den tieferen Tälern die Schichten des alten Sockels feststellen

müssen. Da dies nirgends der Fall ist, so liegt dieser noch tiefer, d. h. die Profile sind unrichtig. Dies nenne ich ein negatives Kriterium für die große Mächtigkeit der jüngeren Deckschichten. Es handelt sich hierbei nicht nur um eine bloße Redensart, wie Herr GAGEL meint (Z. Ges. f. Erdk. 1910. p. 138).

Die den Karten beigegebenen Profile zeigen also, daß eine Richtung, die sich stolz die allein exakte nennen möchte, nicht nur Hypothesen nicht vermeiden kann, sondern sogar Profile aufstellt, die den Karten direkt widersprechen.

Auf Blatt Harburg fehlen diese Sockelschichten ganz, obwohl aus der Tatsache, daß sie nicht nur in Neetze am Rande des Elbtales anstehen, sondern auch bei Stelle und Ashausen an zahlreichen Stellen stark eisenschüssige Sande aufgeschlossen sind — ebenso am Bahnhof Buchholz — das Vorhandensein derselben ziemlich wahrscheinlich gemacht wird. In meiner Arbeit (I, p. 75) beschrieb ich schon bei Neugraben in ca. 15 m Höhe stark eisenschüssig verwitterte Grundmoränen, die nur dem Sockel angehören können. Auch W. KOERT beschreibt (Erl. Ha p. 11) bei Langenbeck in ca. 25 m Höhe eisenschüssige Sande und Grundmoränen, deren Alter er offen läßt. Sehr wichtig für diese Fragen ist das Fleestedter Torflager (Erl. Ha p. 12), welches in ca. 15 m Höhe erbohrt ist. Da man nun nicht wohl annehmen kann, daß die Torflager die Hebungspunkte der interglazialen Landoberfläche bilden, sondern in deren Senken entstanden, ist es wahrscheinlich, daß die Sockelschichten in ca. 20 m Höhe anstehen müssen. Daher halte ich es für sehr wahrscheinlich, daß die bei Heimfeld auskeilende Grundmoräne (h = 26 m) und die bei Wilstorf (h = 30) anstehenden sandig-lehmigen Grundmoränen schon dem älteren Sockel angehören. KOERT vertritt auch wieder (Erl. Ha p. 4) die immer noch unbewiesene durch Tatsachen sogar widerlegte tektonische Natur des Elbtales (vergl. I, p. 91, VI, p. 610)[1].

Über die Lage des Sockels in der südlichen Lüneburger Heide liegen publizierte Beobachtungen der Landesanstalt nicht vor, wohl aber eine vorläufige Mitteilung von STOLLER (St. 1), aus der sich ergibt, daß seine Beobachtungen mit meinen eigenen (vergl. namentlich I, II und IX) durchaus übereinstimmen[2]. Auch die Beobachtungen des Herrn SIEVERS (Die Bevölkerungs- und Siedelungsverhältnisse der Lüneburger Südheide. Diss. Marburg 1911) harmonieren durchaus mit meinen Ergebnissen.

b) Über diesem älteren Sockel lagert sich das Würmdiluvium

---

[1] Dazu kommt jetzt auch am Rande des Elbtales ein neu eingetiefter Aufschluß dicht hinter Einemhof (Weg nach Lüneburg), der in ca. 35 m Höhe anstehende verwitterte Schichten des älteren Sockels zeigt. Darüber lagen jüngere weiße Sande meist von Gehängeschuttkies bedeckt.

[2] Ein Unterschied besteht allerdings darin, daß ich nicht jeden Hügel als Endmoräne bezeichne.

(Weichseleiszeit der Landesanstalt) in wechselnder Mächtigkeit. Einige Angaben darüber habe ich schon besprochen. Im Gebiete der genannten Blätter (Bi, Be und Eb) wird es im Durchschnitt 20 m mächtig, stellenweise — Süsing — aber noch mehr, ohne daß hier genaue Werte angegeben werden können. Auf Blatt Harburg scheint die Mächtigkeit aber noch größer zu werden und 50 m zu übersteigen (Profil Ha), selbst wenn wir die untersten 30 m auf den Sockel rechnen. Daß diese Zahlen nicht übertrieben sind, lehrt die bloße Tatsache, daß im S von Harburg die Grundmoränenlandschaft ca. 100 m hoch liegt und bis 152 m die Endmoränen des Rosengartens aufragen.

Aus der Gegend zwischen beiden Aufnahmegebieten liegen zahlreiche Beobachtungen von mir vor, die auf den der Höhenkarte beigegebenen Profilen verwertet sind. Das sind einmal die interglazialen Kieselgurlager (62—98 m), sodann verwitterte Grundmoränen bei Toppenstedt (52 m), Gödenstorf (55 m), Luhmühlen (35 m), Wetzen (55 m) und Schwindebeck (42 m). Trotzdem also hier ein auf weiten Flächen über 100 m hohes Erosionshügelland vorliegt, schneiden doch nur an den wenigen Stellen die Täler den Sockel an, darüber lagern jüngere Sande und Grundmoränen, die lokal (Weg von Garlsdorf nach Schätzendorf) zu Endmoränen aufgepreßt sind. Die Erosionsnatur dieses Hügellandes läßt sich nicht nur aus den geologischen Befunden, sondern auch aus dem topographischen Bilde ableiten. Die steilen, durch die intensive Zertalung herausgeschnittenen Hügel erscheinen dem Wanderer, der flüchtig die Täler durchwandert, als Endmoränen, sind aber die randlichen Abfälle großer Hochflächen, die überall deutlich erhalten uns entgegentreten (Sottorfer Busch, Höhen bei Raven, Garlsdorfer Wald). So erstreckte sich ein großer jungdiluvialer Höhenrücken von Bevensen über den Süsing und Garlsdorfer Wald bis zu den Schwarzen Bergen bei Harburg, lokal von Endmoränen überragt. Nirgends aber sind die Endmoränen in dem Maße ausgeprägt, wie es Stoller (St. 2 p. 439 etc., St. 1 p. 130 etc.) annimmt. In dem Garlsdorfer Walde eine gealterte Endmoräne zu sehen, widerspricht dem geologischen und morphologischen Bilde. Zudem kann das Eis der jüngsten Vereisung hier doch nicht so ganz unbedeutend und ohne Einfluß gewesen sein, wie es Stoller annimmt (St. 2 p. 443). Einmal hätte es dann nicht so mächtige Schichten ablagern können, wie sie nun einmal wirklich vorhanden sind. Dazu müssen wir bedenken, daß es im W bis an die Weser (Schucht im geol. Teil der Heimatkunde des Regierungsbezirkes Stade), im S sicher bis über die Aller gereicht hat (IX) und in der Gegend des Böhmetales noch recht beträchtliche Ablagerungen hinterließ.

(Schluß folgt.)

Bemerkungen zur Nomenklatur und Systematik der Gruppe des Hoplites americanus Favre.

Von **C. Diener.**

In seiner Arbeit über die Fauna der Spiti-Schiefer des Himalaya, ihr geologisches Alter und ihre Weltstellung (Denkschr. kais. Akad. Wissensch. Wien. 85. 1910. p. 604) hat mein verstorbener Kollege V. Uhlig die Gründe kurz hervorgehoben, warum eine fremdartig anmutende Gruppe von primitiven perisphinctoiden Hopliten mit ungespaltenen Rippen als eine besondere Untergattung ausgeschieden werden sollte. Diese Gruppe umfaßt die von F. Favre (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXV. 1908) beschriebenen Formen der patagonischen Unterkreide: *Neocomites americanus, N. Steinmanni, N. ovalis, N. patagoniensis, N. Wilckensis,* ferner die argentinischen Typen: *Hoplites protractus* Behrends. und *H. angulatiformis* Behrends., *Odontoceras transgrediens* Steuer und *O. raripartitum* Steuer. Uhlig hat für diese Gruppe die Verwendung des Namens *Steueroceras* Cossmann (= *Odontoceras* Steuer) in engerer Fassung in Vorschlag gebracht. Für dieselbe Gruppe aber ist ungefähr gleichzeitig der neue Gattungsname *Favrella* von R. Douvillé (Bull. Soc. Géol. de France, séance du 20. Decembre 1909. p. 165) aufgestellt worden.

Ich glaube, daß der von Douvillé vorgeschlagene Name *Favrella* den Vorzug verdient und für die Gruppe des *Hoplites americanus* Favre beibehalten werden sollte, weil in der Zwischenzeit auch K. Burckhardt eine wohlbegründete engere Fassung des Namens *Steueroceras* in einem anderen Sinne als Uhlig beantragt hat. Burckhardt (dies. Centralbl. 1910. p. 629) verwendet den Namen *Steueroceras* für die in den Andes weit verbreitete und für die Grenzschichten zwischen Jura und Kreide bezeichnende Gruppe des *St. Koeneni*, *intercostatum*, *fasciatum*, *subfasciatum, ellipsostomum, permulticostatum, alamitosense, lamellicostatum, durangense* aus Argentinien und Mexico und zieht von mediterranen Arten *Ammonites rarefurcatus* Pictet, *A. karpathicus* Zittel sp. (non aut.) und *Hoplites delphinensis* Retowsky (non Kilian) zu einem näheren Vergleich heran. Es handelt sich hier unzweifelhaft um eine gut umschriebene, auch stratigraphisch bedeutsame Ammonitengruppe, für die dem von Burckhardt vorgeschlagenen Namen *Steueroceras* das Prioritätsrecht zukommt, da er bereits zu einer Zeit publiziert war, als Uhlig's Arbeit sich noch im Druck befand.

Es empfiehlt sich daher, für die Gruppe des *Steueroceras Koeneni* Steuer diesen Gattungsnamen, für die Gruppe des *Hoplites americanus* Favre dagegen den Genusnamen *Favrella* zu akzeptieren.

Schwieriger als über die Nomenklatur dürfte eine Einigung über die systematische Stellung von *Favrella* zu erzielen sein.

R. Douvillé hat die Ansicht ausgesprochen, daß *Favrella* möglicherweise in nahe Beziehung zu jenen weitnabeligen Neocomiten (*Neocomites ambiguus* Uhl.) zu bringen sein dürfte, die eine Mittelstellung zwischen *Neocomites* und *Kilianella* einnehmen. Es ließe sich aber auch mit mindestens gleichem Recht, wie ich glaube, die Meinung geltend machen, daß wir auf Grund der Skulptur in *Favrella* eine besondere Gruppe von primitiven, perisphinctoiden Hopliten zu erblicken haben, die mit *Beriasella* am nächsten verwandt sind.

Ich möchte hier vor allem auf die merkwürdige, von Favre festgestellte Tatsache hinweisen, daß die hierher gehörigen Formen in der Jugend echte Parabelknoten besitzen, ähnlich wie *Paraboliceras*. Dieses, wie wir wissen, ausgesprochen perisphinctoide Merkmal spricht sehr entschieden zugunsten einer Unterbringung von *Favrella* bei den primitiven perisphinctoiden Hopliten in der Nähe von *Beriasella*.

R. Douvillé stellt von europäischen Formen nur *Hoplites volgensis* Uhlig (= *amblygonius* Pavlow) zu *Favrella*. In der Tat existiert zwischen beiden eine unleugbare Ähnlichkeit, die namentlich in der Beschaffenheit des Externteils hervortritt. Es darf aber doch nicht übersehen werden, daß die Skulptur des *Hoplites volgensis* an keiner Stelle des Gehäuses ausschließlich aus einfachen, ungespaltenen Rippen besteht, wie das bei *Favrella* der Fall ist. Man wird daher diese systematisch noch nicht sichergestellte Form, die nach Pavlow aus den *Acanthicus*-Schichten stammen soll, vorläufig besser aus dem Spiele lassen.

Erklärung.

Zu den meine Person betreffenden Bemerkungen in dem Aufsatz von Dr. J. Elbert (dies. Centralbl. 1911. p. 736) habe ich folgendes zu erklären:

Was das in Rede stehende fossile Material betrifft, so war keinerlei schriftliche Verfügung darüber in Leiden vorhanden und die gepflogenen Besprechungen mit der Direktion konnte ich nur dahin verstehen, daß diese gegen eine Versendung des Materials Bedenken habe, nicht aber gegen eine Untersuchung an Ort und Stelle. Ich habe daher unbedenklich und offen die Blätter skizziert und absichtlich meine Bestimmung auf Zetteln beigelegt. Das hatte ich ohne die Absicht einer Veröffentlichung zu meiner privaten Information getan, weil Elbert von dem fossilen Material selbst sagt: „Immerhin erscheint es mir bei der Wichtigkeit dieses klimatischen Befundes angebracht, daß ein anderer Pflanzenpaläontologe meine Pflanzenbestimmung einer eingehenden Revision unterziehen möge“ (Korresp.-Bl. Anthrop. 1908. p. 128).

Zur Veröffentlichung des Resultates meiner Revision glaubte ich mich erst berechtigt, als mir nach der Rückkehr nach Berlin und später in München Frau Prof. Selenka wiederholt erklärte, daß der Benützung für die Zwecke der Trinil-Expedition nichts im Wege stehe.

In Leiden befand sich nämlich außerdem eine von Elbert angelegte rezente Pflanzensammlung, die nachweislich zum Bestand der Selenka-Expedition gehört, dieser aber nicht ausgeliefert wurde; um alle Schwierigkeiten zu vermeiden, blieb diese Sammlung auf meinen Rat in Leiden.

Mit diesem Material glaubte ich nach meinen Informationen das fossile Material als Eigentum der Selenka-Expedition identifizieren zu müssen. Das war mein Standpunkt bei der Veröffentlichung.

Diesen teilte ich Herrn Dr. Elbert auf seine briefliche Anfrage vom 3. Juli 1910 mit, ohne darauf eine Aufklärung von ihm zu erhalten.

Dies ist um so bedauerlicher, als ich infolgedessen erst jetzt erfahre, wie sich Herr Dr. Elbert zu der Sache stellt, und so meinen Irrtum, daß das fossile Material Eigentum der Selenka-Expedition sei, berichtigen kann; dies wäre schon früher geschehen, wenn mir Herr Dr. Elbert damals eine Aufklärung schriftlich hätte zukommen lassen, aus der ich hätte ersehen können, daß ich Frau Prof. Selenka offenbar mißverstanden und zwischen rezentem und fossilem Material nicht scharf geschieden habe.

Ich habe ferner nicht den geringsten Grund zu verschweigen, daß jene rezenten Pflanzen bis auf zwei Faszikel Herr Dr. Hallier unabhängig von mir bestimmt hat.

Über die von mir vorgenommenen Bestimmungen werde ich später Rechenschaft geben und dabei auch auf die wissenschaftlichen Einwände eingehen.

München, den 10. Dezember 1911.

Julius Schuster.

Zur Charakteristik des Bauxits.

Von **E. Dittler** und **C. Doelter** (Wien).

Der Begriff Bauxit, welcher ursprünglich nach Berthier [1] für ein Tonerdehydrat von bestimmter Zusammensetzung galt, ist mit der Zeit zu einem sehr unpräzisen Begriff geworden, indem man alle stark tonerdehaltigen Gemenge (Hydrargillit, Diaspor, Kaolin mit Limonit) darunter verstand und Bauxit den Charakter eines Gesteins erhielt. Auf Grund der Untersuchungen von M. Bauer [2] scheint es

[1] Hintze, Handbuch der Mineralogie. I. 1953. 1910.

[2] M. Bauer, N. Jahrb. f. Min. etc. Festband. 1907.

wahrscheinlich zu sein, daß auch der Laterit von manchen sogen. Bauxiten nicht wesentlich verschieden ist, da die Bauxite um so mehr Eisen enthalten, je südlicher der Fundort liegt. Der Laterit ist, wie M. Bauer zeigte, kein wasserhaltiges Aluminiumsilikat (Ton), sondern ein Aluminiumhydrat mit wechselnden Mengen von Eisenhydroxyd. Meigen [1] bemerkt mit Recht, daß der Laterit nichts anderes sei als ein Sammelname für alle möglichen tonerde- und eisenhaltigen Produkte; dasselbe gilt auch für den Bauxit, unter welchem man kritiklos alle stark tonerdehaltigen Zersetzungsprodukte einschließlich des kolloiden Ausgangsproduktes, dem eigentlichen Bauxit, zusammengefaßt hat.

In neuerer Zeit wurde von A. Lacroix [2] und F. Cornu [3] der Gelcharakter der Bauxite hervorgehoben, und insbesondere F. Cornu hielt eine Unterscheidung gewisser isotroper Bauxite neben solchen, welche neben der isotropen Substanz auch Hydrargillit und Diaspor enthalten, für zweckmäßig. Diese isotropen Bauxite nannte Cornu Kliachit.

Im folgenden soll nun mittels der Methode der Anfärbung gezeigt werden, daß unter dem Namen Bauxit zweierlei verstanden wurde: 1. ein kolloides Aluminiumhydrat, der eigentliche Bauxit, das Ausgangsprodukt der bauxitischen Umwandlung; 2. ein Gemenge von Diaspor, Hydrargillit, Limonit und Kaolin mit wechselnden Mengen des Tonerdegels. Anfärbeversuche mit Bauxiten hat schon F. Hundeshagen [4] ausgeführt und bei verschiedenen Vorkommen sehr verschiedene Resultate erhalten. Die Methode, welche an anderer Stelle genau beschrieben werden soll [5], besteht darin, daß eine konzentrierte Lösung von Methylenblau-Säurefuchsin auf die von Canadabalsam befreiten Dünnschliffpräparate aufgetragen und wenige Minuten einwirken gelassen wurde; bei so kurzer Einwirkung färbten sich nur die kolloiden Teile der Präparate an, während bloße Kapillarwirkungen der anderen Gemengteile nicht zur Geltung kommen konnten. Das amorphe Al_2O_3-Hydrat und das wasserfreie Al_2O_3 lassen sich weder durch saure noch durch basische Farbstoffe anfärben. In Gegenwart einer Spur von Säure oder Base sind aber beide imstande, saure bezw. basische Farbstoffe aufzunehmen, mit anderen Worten, die Tonerde kann, wenn sie gewisse Beimengungen adsorptionsartig enthält, von Methylenblau bezw. Säurefuchsin angefärbt werden. Im besonderen Maße gilt dies für das durch Hydrolyse hergestellte Al-Hydroxydgel, bei welchem schon durch sehr geringe Mengen von SiO_2-Hydrosol

[1] W. Meigen, Geol. Rundschau. II. 4. 1911.

[2] A. Lacroix, Min. France. 3. 342. 1901.

[3] F. Cornu, Koll. Zeitschr. 4. 15. 1909.

[4] F. Hundeshagen, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXVIII. p. 335. 1909.

[5] Eine ausführliche Arbeit erscheint in der Zeitschrift für Chemie und Industrie der Kolloide. Dresden.

Anfärbung mit basischen Farbstoffen bewirkt wird. Eisenhydroxydgel verringert das Anfärbevermögen und bei sehr stark eisenhaltigem Material kann die Aufnahme des Farbstoffes nur durch Chromatolyse (Behandlung des durch Methylenblau angefärbten Präparates mit sehr verdünnter Essigsäure) nachgewiesen werden. Kieselsäurezusatz zur Tonerde bewirkt also Basophilie. Auch im Kaolin ist die Kieselsäure derjenige Faktor, welcher das Mineral basischen Farbstoffen gegenüber zugänglich macht.

Trotzdem echte Bauxite sehr wenig Kieselsäure enthalten, so dürfte dieselbe für die ausgesprochen basophile Färbbarkeit des in den Gemengen enthaltenen Kolloids in Betracht kommen. Wo aber in Bauxiten Kaolin auftrat, konnte mit Hilfe der oxyphilen Färbungen (saure Farbstoffe), und zwar im alkoholischen Medium — die oxyphilen Eigenschaften des Kaolins kommen im alkoholischen Medium nicht zustande — eine Unterscheidung des fraglichen Kolloids von Kaolin getroffen werden.

Ton verhält sich färberisch ähnlich wie Kaolin.

Hydrargillit und Diaspor, die Tonerdehydrate mit 3 und 1 $H_2 O_3$ sind färberisch indifferent und nur nach dem Glühen durch saure Farbstoffe anfärbbar.

Auf diesem charakteristischen Verhalten der verschiedenen Tonerdehydrate gegenüber Farbstoffen beruht die Unterscheidungsmöglichkeit der kolloiden Gemengteile des Bauxits von den fremden Bestandteilen.

Die Untersuchungsresultate sind für verschiedene Vorkommen folgende:

Zum größten Teile aus der Gelsubstanz bestehen die Bauxite von Brignoles, les Baux, gewisse Bauxite der Wochein und die weißen zerreiblichen Einschlüsse des Zirlites. Die Istrianer Bauxite, besonders der von St. Helena, enthalten oolithische Einschlüsse und Konkretionen, welche abwechselnd aus kristalloiden und kolloiden Schichten bestehen und Anfärbung nur in den kolloiden Schichten erkennen lassen.

Daran schließen sich die dalmatinischen „Bauxit" genannten Gemenge von Velka Vodiča, welche sehr viel Eisen enthalten und auch Anfärbung mit sauren Farbstoffen (offenbar infolge des sehr geringen Kieselsäuregehaltes) zeigen.

Der Bauxit von Le Baux ist größtenteils echter Bauxit, doch zeigen eisenschüssige Konkretionen in einigen dieser mangelnde Anfärbung und verhalten sich darin wie gewisse Varietäten vom Dép. Var, welche jedoch auch untereinander große Unterschiede zeigen; einzelne bestehen vorwiegend aus Diaspor und Hydrargillit, von welchen namentlich der erstere von Säuren ausgezogen werden kann. Der aus Diaspor bestehende Rückstand verhält sich färberisch indifferent; gewisse andere Partien sind dagegen in die Gelsubstanz umgewandelt, so daß diese Vorkommen als unreine

Gemenge bezeichnet werden müssen, welche sich z. T. dem Toneisenstein nähern.

Bei der Untersuchung verschiedener Vorkommen von echten Bauxiten zeigte sich, daß unter sonst gleichen Bedingungen die Intensität der Anfärbung wechselte.

Besonders bei den Wocheiniten trat diese Eigentümlichkeit charakteristisch hervor, was offenbar auf ein geringeres Alter dieser Gelsubstanzen schließen läßt.

Sogenannter Bauxit von Dirnsdorf enthält eisenschüssigen Ton (mangelnde Oxyphilie in alkoholischer Lösung) und Hydrargillitschüppchen. Eisenhydroxyde in oolithischer Ausbildung haben sich an die ursprünglich vorhandenen Kalkkristalle angelagert. Die echte bauxitische Kolloidsubstanz ist z. T. vorhanden.

Das Material vom Tollinggraben bei Leoben besteht schon zum großen Teil aus kristalliner Substanz. Ebenso verhält sich der Bauxit von Pitten. Die Vorkommen von Dreistätten entbehren endlich vollständig der kolloiden, basophil sich anfärbenden Substanzen und müssen aus der Klasse der Bauxite ausgeschaltet werden.

Für dieses und ähnliche Vorkommen sollte der von Zepharovich[1] eingeführte Begriff „Toneisenstein“ besser beibehalten werden. Die steirischen Bauxitvorkommen sind sehr viel weiter in kristalline Produkte umgewandelt als beispielsweise die von Krain, welche jüngeren Alters sind.

Auch gewisse dalmatinische Bauxite von Drnis wären hier anzuschließen. Bauxite von der Insel Arbe sind z. T. Toneisensteine, teils echte Bauxite. Das Vorkommen von Ossek in Böhmen enthält sehr viel eisenhaltigen Ton und zeigt nur geringe Chromatophilie.

Die Chromatophilie der beiden den Bauxit zusammensetzenden Kolloidsubstanzen, nämlich Tonerde- und Eisenhydroxydgel, kann besonders durch die Anwesenheit adsorbierter CO_2, SO_3, P_2O_5 und TiO_2-Ionen usw. pseudooxyphil beeinflußt, d. h. auch durch saure Farbstoffe angefärbt werden, doch ist die Affinität zum basischen Farbstoffe so groß, daß die Färbbarkeit durch saure Farbstoffe kaum ins Gewicht fällt und bei Zusatz geringer Mengen freien NH_3 überhaupt nicht in Betracht kommt. Den Herren Professoren Dr. Karl Redlich in Leoben und Regierungsrat Prof. Dr. Friedrich Berwerth, sowie Herrn Assistenten Dr. Rolf von Görgey und Herrn Dr. O. Grosspietsch danken wir herzlichst für die Überlassung von Material.

Mineralogisches Institut der k. k. Universität Wien.

[1] Zepharovich, Min. Lex. 1859. p. 195.

Chemische Analyse eines Glases mit Rindenbildung.

Von Prof. **A. Rzehak** in Brünn.

Bekanntlich hat Prof. Weinschenk in diesem Centralblatt (1908. p. 737 ff.) zwei bei Kuttenberg in Böhmen aufgefundene Glaskügelchen mit Rücksicht auf ihre eigentümliche Oberflächenskulptur. insbesondere aber mit Rücksicht auf eine nur mehr zum Teil vorhandene Rindenschichte, die als „Schmelzrinde" gedeutet wurde, für „Moldavite" [1] erklärt. Ich habe bald darauf (dieses Centralblatt. 1909. p. 452 ff.) gezeigt, daß sich genau dieselbe Rinde an alten Gläsern, die lange Zeit in der Erde gelegen sind, als Folge einer oberflächlichen Zersetzung bildet und habe auch die Entstehung der von Weinschenk als primär aufgefaßten Skulptur der Kuttenberger Glaskugeln erläutert. Da sich meine Argumente auf unwiderlegliche Tatsachen stützen, so hat es Prof. Weinschenk im Interesse seiner einmal aufgestellten Behauptung für zweckmäßig befunden, dieselben ebenso unbeachtet zu lassen wie F. Berwerth's „Oberflächenstudien an Meteoriten" (Tschermak's Min. u. petr. Mitt. 1910. p. 165). Er hat sogar neuerdings einer weiteren Anzahl von kleinen Glaskugeln böhmisch-mährischer Provenienz kosmischen Ursprung zugeschrieben und hierbei insbesondere auf die chemische Zusammensetzung Rücksicht genommen (vergl. Weinschenk und Steinmetz: „Weitere Mitt. über d. neuen Typus der Moldavite"; dieses Centralbl. 1911. p. 231 ff.). Die hierbei zutage getretene „überraschende Mannigfaltigkeit" würde die Tektitfrage in sehr unangenehmer Weise komplizieren, wenn es sich nicht nachweisen ließe, daß die abnormale chemische Zusammensetzung der erwähnten Glaskugeln ebensowenig wie die Rindenbildung oder Skulptur derselben zugunsten ihrer meteorischen Natur geltend gemacht werden darf.

Ich will hier nur auf die Analyse des Glaskügelchens von Oberkaunitz in Mähren näher eingehen [2]. Als Direktor der prähistorischen Sammlung des mährischen Landesmuseums habe ich zur Untersuchung der Glaskugeln von Oberkaunitz durch Prof. Weinschenk schon deshalb meine Zustimmung sehr gerne gegeben, weil es sich hier meiner Ansicht nach keineswegs um prähistorische Objekte handelt. Weinschenk's Angabe, daß die-

[1] Später (Centralbl. f. Min. etc. 1909) hat Prof. Weinschenk die zwischen den Kuttenberger Kugeln und echten Moldaviten bestehenden Unterschiede anerkannt und nur mehr von einem besonderen Typus der Moldavite gesprochen. Es ist jedoch nicht korrekt, wenn er — wie er (loc. cit. p. 550) sagt: nach dem „älteren Sprachgebrauch" — den Begriff „Tektite" durch die viel enger gefaßte Bezeichnung „Moldavite" ersetzt.

[2] Eine ausführliche Widerlegung der Weinschenk'schen Anschauungen wird im nächsten Hefte (1912) der „Zeitschrift des mähr. Landesmuseums" erscheinen.

selben „neben Bronzen in prähistorischen Gräbern“ gefunden worden sind, beruht auf einer Verwechslung mit den von mir in meiner ersten Entgegnung (dieses Centralbl. 1909. p. 462) erwähnten Glasperlen von Eiwanowitz, die ich selbst nur irrtümlich als den Kuttenberger Stücken ähnliche Glaskügelchen bezeichnet habe. Bezüglich der Glaskugeln von Oberkaunitz habe ich schon in meiner Studie: „Zur Geschichte des Glases in Mähren“ (Mitt. des mähr. Gewerbemuseums. 1897. p. 70) ganz ausdrücklich bemerkt: „Der prähistorischen Zeit gehören diese Stücke meiner Ansicht nach nicht an“, und in meiner Abhandlung: „Die prähistorische Sammlung des Franzensmuseums in Brünn“ (Annales Mus. Francisc. 1899. p. 78) heißt es, daß das Alter derselben nicht sichergestellt ist. Es entfallen also auch alle Mutmaßungen darüber, ob die Menschen „in den ersten Stadien der Kultur“ imstande waren, abnormal zusammengesetzte Glasflüsse herzustellen oder nicht; ohne Zweifel waren die prähistorischen Bewohner Europas zu der Zeit, als das Glas in ihren Kulturbesitz eintrat, über die „niederste Kulturstufe“ schon längst hinaus, aber ganz gewiß noch nicht in der Lage, den von ihnen hergestellten Glasflüssen — sofern man nicht alle vor der jüngeren Eisenzeit Mitteleuropas auftretenden Glaswaren als Importartikel betrachten will — eine bestimmte Zusammensetzung zu geben. Chemische Analysen in Mitteleuropa aufgefundener, sicher prähistorischer Glasgegenstände sind — wohl wegen der Seltenheit solcher Fundstücke — anscheinend noch nicht ausgeführt worden; sie würden ohne Zweifel zeigen, daß die ältesten Glasflüsse in ihrer Zusammensetzung sehr wechselnd und ihrem Zwecke durchaus nicht immer entsprechend waren. In der jüngeren prähistorischen Eisenzeit war die Glasindustrie bereits sehr hoch entwickelt, denn die durch Kobaltoxyd gefärbten, mit gelben Schmelzeinlagen verzierten Glasarmringe der „gallischen“ Kulturepoche Böhmens und Mährens sind tatsächlich als Kunstwerke zu bezeichnen. Aus der römischen Zeit liegen uns Glasreste bereits in sehr ansehnlicher Menge vor und auch einige Analysen römischer Gläser finden sich namentlich in der älteren chemisch-technologischen Literatur vor. Bemerkenswert ist die von Geuther (Jahresber. d. chem. Technol. 1856. p. 166) ausgeführte Analyse eines römischen Glasgefässes, dessen Oberfläche mit einer durch Zersetzung entstehenden Rinde bedeckt war. Dieses Glas enthielt bloß 59,2 % SiO_2, also etwa 5 % weniger als das von Fehling (Handwörterbuch d. Chemie. 1878. III. p. 371) für „normale“ antike Gläser angegebene Minimum beträgt. Es gab eben schon in früheren Zeiten und gibt auch heute noch viele Gläser, die man nicht als „normal“ bezeichnen kann, trotzdem sie glashüttentechnisch ganz gut verwendbar sind. Die abnormale Zusammensetzung solcher Gläser verrät sich oft erst bei ihrer Verwendung oder nach langem Liegen

in der Erde; die chemische Untersuchung ergibt dann in der Regel neben einem verhältnismäßig sehr geringen Kieselsäuregehalt einen auffallend hohen Gehalt an Kalk, so daß wir auch hier, wie bei den Glaskugeln von Oberkaunitz, mit „ungewöhnlich basischen“ Glasflüssen zu tun haben, deren Neigung zur Entglasung ihre Eignung zur Herstellung von Gefäßen u. dergl. nicht immer ausschließt.

So hat Péligot (Ann. du Conserv. 2. p. 458) ein Glas analysiert, welches zur Herstellung von Champagnerflaschen verwendet werden konnte, trotzdem seine Zusammensetzung so abnorm war, daß der darin aufbewahrte Wein schon nach wenigen Tagen gänzlich verdarb. Das betreffende Glas enthielt neben 52,4 % SiO_2 die ungewöhnlich große Menge von 32,1 % CaO, während ein von Warrington untersuchtes, zur Aufbewahrung von Wein ebenfalls unbrauchbares französisches Flaschenglas bloß einen Gehalt von 49 % SiO_2 bei 27,55 % CaO aufwies. Die von Weinschenk in runden Zahlen[1] mitgeteilte Analyse eines französischen Champagnerflaschenglases bezieht sich ohne Zweifel — Weinschenk macht darüber keine Angabe — auf ein von Dumas untersuchtes Glas von Clichy; dieses enthielt gar nur 45,6 % SiO_2 neben 28,1 % CaO, nähert sich also, wie Weinschenk bemerkt, „wenigstens einigermaßen“ dem Glas der Oberkaunitzer Kugeln. Da die Tonerde im Glas wahrscheinlich in Form eines Aluminates enthalten ist, also gewissermaßen einen Teil der Kieselerde vertreten kann, während anderseits in sehr kalkreichen Gläsern die Alkalien häufig zurücktreten, möchte ich den Differenzen im Gehalt von Al_2O_3 und Alkali keine solche Bedeutung beilegen wie Weinschenk, welcher meint, daß die Übereinstimmung der beiden Gläser im Kieselsäure- und Kalkgehalt durch die Mengenverhältnisse von Tonerde und Alkalien „wieder völlig aufgehoben“ wird. Die Differenzen der bisher — leider, soweit ältere Gläser in Betracht kommen, nur in einer sehr geringen Anzahl — ausgeführten Glasanalysen sind so bedeutend, daß die Verhältniszahlen von $SiO_2 : Al_2O_3 : (CaO + \text{Alkali})$ meiner Ansicht nach keine besondere Wichtigkeit beanspruchen können, am allerwenigsten aber einen sicheren Schluß auf die Provenienz — natürlich oder künstlich — des Glases gestatten.

Ich habe Bruchstücke eines höchstwahrscheinlich venezianischen Glasbechers, dessen Oberfläche stellenweise eine ganz gleiche Zersetzungsrinde trägt, wie die Kuttenberger Kugel, einer quantitativen chemischen Analyse unterworfen. Es wurden die üblichen Methoden angewendet und mit soviel Sorgfalt gearbeitet, daß größere Fehler jedenfalls ausgeschlossen sind. Die Gesamtmenge von Al_2O_3 und Fe_2O_3 ist etwas zu gering ausgefallen, weil die

[1] Die genaueren Angaben findet man z. B. in Muspratt's Chemie, 4. Aufl. III. Bd. p. 1373.

Oxydation des letzteren offenbar nicht vollständig war; der Gesamtgehalt von Eisenoxyd wurde titrimetrisch mit 1,57 % bestimmt, doch läßt sich diese Zahl zur Bestimmung des Tonerdegehaltes aus der zu klein gefundenen Summe der beiden Sesquioxyde natürlich nicht benützen.

Ich stelle hier die Ergebnisse meiner Untersuchung (I) neben jene der Oberkaunitzer Glaskugel (II):

	I	II.
SiO_2	46,00 %	45,67 %
$Al_2O_3 + Fe_2O_3$ . . .	6,20 „	7,56 „
MnO	2,60 „	1,10 „
CaO	27,00 „	27,49 „
MgO	3,58 „	2,60 „
Alkalien (Differenz) . .	14,62 „	15,58 „
	100,00 %	100,00 %

Da gröbere Analysenfehler nach meiner Überzeugung ausgeschlossen sind, so muß man wohl zugeben, daß die Übereinstimmung der beiden Gläser eine sehr weitgehende ist. Es gibt also zweifellos künstliche Gläser, welche genau dieselbe Rindenbildung zeigen wie die Kuttenberger Kugeln und fast genau dieselbe chemische Zusammensetzung besitzen wie die Kugel von Oberkaunitz. Die Skulptur dieser Kugeln ist nicht primär, sondern ohne Zweifel „rhegmaglyptisch“, so daß also tatsächlich nicht ein einziger Umstand zugunsten der kosmischen Herkunft der von Weinschenk beschriebenen Glaskörper geltend gemacht werden kann.

Die binären Systeme Cadmiumjodid—Kaliumjodid und Cadmiumjodid—Natriumjodid.

Von **H. Brand** in Berlin.

Mit 2 Textfiguren.

Im Anschluß an meine Bearbeitung des ternären Systems Cadmiumchlorid—Kaliumchlorid—Natriumchlorid [1] habe ich die Kristallisationsvorgänge in den Systemen der Jodide untersucht, die den binären Systemen Cadmiumchlorid—Kaliumchlorid und Cadmiumchlorid—Natriumchlorid entsprechen.

Die Schmelztemperaturen der Komponenten liegen nach verschiedenen Beobachtern [2] beim CdJ_2 zwischen 350° und 404°, beim KJ zwischen 614° und 722° und beim NaJ zwischen 628° und 695°. Nach den von mir aufgenommenen Abkühlungskurven wurden folgende Werte der Schmelztemperaturen erhalten:

[1] H. Brand, Diss. Berlin 1911. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXII. p. 627. 1911.

[2] Landolt-Börnstein, Phys.-chem. Tab. 271. 1905.

Cadmiumjodid . . . . . . 385°[1]
Kaliumjodid . . . . 678°
Natriumjodid . . . . . . 653°

Umwandlungserscheinungen traten bei diesen drei Salzen nicht auf.

1. Das System Cadmiumjodid—Kaliumjodid.

Die geschmolzenen Mischungen aus Cadmiumjodid und Kaliumjodid bilden homogene flüssige Phasen, deren Existenzgebiet a im Konzentrations-Temperatur-Diagramm Fig. 1 durch die Kristallisationskurve ADEFB von den Gebieten getrennt wird, die das Gleichgewicht einer Kristallart mit der flüssigen Phase angeben. Längs des Kurvenstückes AD wird die Temperatur der ersten Ausscheidung durch steigenden Gehalt der Schmelzen an Kaliumjodid erniedrigt, bis in D der eutektische Punkt bei einer Konzentration von 47,5 Mol.-% KJ und der

Tabelle 1.
Konzentrations-Temperatur-Diagramm der Mischungen aus Cadmiumjodid und Kaliumjodid.

Gehalt an KJ: Molekülprozente	Gehalt an KJ: Gewichtsprozente	Beginn der Kristallisation	Eutektische Kristallisation	Dauer der eutekt. Kristallisation	Temperatur d. Umsetzung zu α-$CdJ_2 \cdot 2KJ$	Dauer der Umsetzung	Umwandlung von $CdJ_2 \cdot 2KJ$
0	0	385°	—	—	—	—	—
10	4,63	370	185°	100 (sec)	—	—	—
20	9,85	351	186	220	—	—	—
30	15,67	323	186	370	—	—	—
40	22,56	286	187	450	—	—	—
45	26,34	247	185	470	—	—	—
47	27,92	197	185	500	—	—	—
49	29,57	195	185	450	—	—	—
50	30,41	203	186	420	—	—	—
53	33,01	231	185	360	—	—	215°
55	34,83	242	188	330	—	—	215
60	38,61	302	182	210	264°	40 (sec)	214
65	44,80	383	183	160	270	100	216
66⅔	46,63	395	178	120	269	170	215
70	50,48	440	176	70	272	120	215
80	63,61	560	175	60	270	110	214
90	79,73	634	—	—	270	80	214
100	100	678	—	—	—	—	—

[1] R. NACKEN, Dies. Centralbl. **1907**. p. 302 gibt die gleiche Temperatur an.

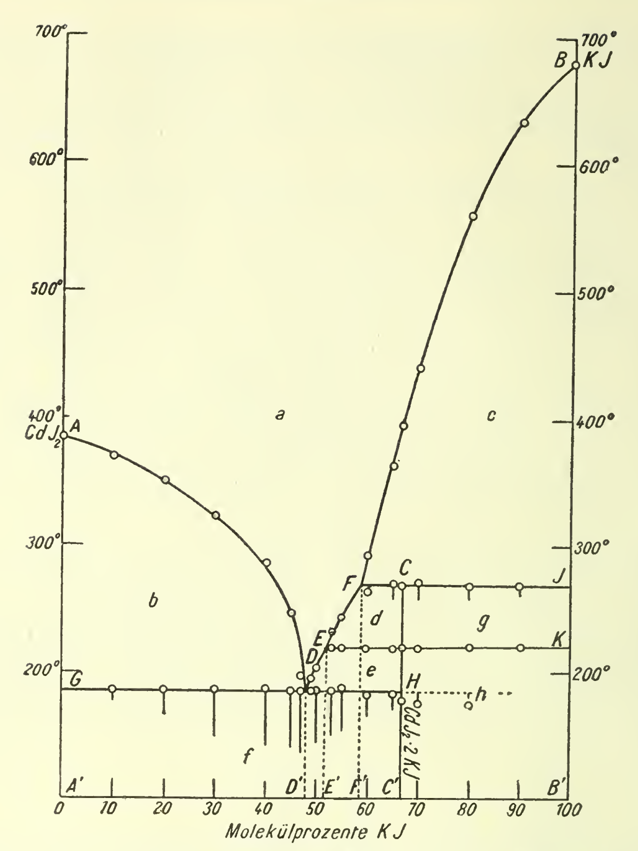


Fig. 1. Konzentrations-Temperatur-Diagramm der Mischungen aus Cadmiumjodid und Kaliumjodid.

a Existenzgebiet der homogenen flüssigen Mischungen.
b Gleichgewichtsgebiet von CdJ_2 und Schmelzen a.
c Gleichgewichtsgebiet von KJ und Schmelzen a.
d Gleichgewichtsgebiet von α-Doppelsalz $CdJ_2 . 2KJ$ und Schmelzen a.
e Gleichgewichtsgebiet von β-Doppelsalz $CdJ_2 . 2KJ$ und Schmelzen a.
f Existenzgebiet von eutektischen Gemengen aus CdJ_2 und β-Doppelsalz $CdJ_2 . 2KJ$.
g Existenzgebiet von Gemengen aus KJ und α-Doppelsalz $CdJ_2 . 2KJ$.
h Existenzgebiet von Gemengen aus KJ und β-Doppelsalz $CdJ_2 . 2KJ$.

Temperatur 185^0 erreicht ist. Das Kurvenstück, das im Punkte B, der die Schmelztemperatur des reinen Kaliumjodids darstellt, beginnt, verläuft nicht kontinuierlich bis zum eutektischen Punkte D, sondern weist zwei Knicke in E und F auf. Demnach tritt sowohl bei E wie auch bei F eine von den Komponenten des Systems verschiedene Kristallart auf.

Aus den Abkühlungskurven ergaben sich ausgeprägte Haltepunkte bei der Temperatur 269°, die in Fig. 1 die Horizontale FJ bestimmen. Ihre Dauer war unter sonst gleichen Versuchsbedingungen bei der Schmelze C' ($33\frac{1}{3}$ Mol.-% CdJ_2 + $66\frac{2}{3}$ Mol.-% KJ) am größten. Es wurde hieraus geschlossen, daß sich das auf der Kurve BF kristallisierte Kaliumjodid bei 269° mit der Schmelze F umsetzt unter Bildung der Verbindung[1] $CdJ_2 . 2KJ$. Allerdings zeigten die Abkühlungskurven der Schmelzen C' bis B' noch Haltepunkte bei ca. 185° der Horizontalen GH entsprechend, die auf eine eutektische Kristallisation in diesen Schmelzen hinweisen. Dieses anomale Verhalten ist dadurch bedingt, daß sich das primär kristallisierte und spezifisch leichtere Kaliumjodid bei der Umsetzungstemperatur im oberen Teile der Schmelze angesammelt hat und nicht mit dem gesamten flüssigen Teil in Berührung kommen kann. Auch ist es möglich, daß die entstehende Verbindung die Kaliumjodidkristalle derart umhüllt, daß sie von der Schmelze abgeschlossen werden[2].

Die Abkühlungskurven der Schmelzen E' bis B' zeigten außerdem schwach hervortretende Haltepunkte bei ca. 215°, die auf eine Umwandlung des vorher gebildeten Doppelsalzes hindeuten. Wegen der geringen Wärmetönung ließ sich die Bestimmung der Umwandlungstemperatur nicht scharf ausführen. Daher versuchte ich sie optisch festzustellen. Eine kleine Menge Substanz wurde zwischen zwei Deckgläschen geschmolzen und konnte dann in einen Erhitzungsapparat[3] gebracht und mit einem auf das Präparat eingestellten Mikroskop betrachtet werden.

Bei der Erwärmung eines Präparates, das aus der Mischung $33\frac{1}{3}$ Mol.-% CdJ_2 + $66\frac{2}{3}$ Mol.-% KJ hergestellt war, zeigte sich, daß bei 215° die doppeltbrechende Kristallform in die reguläre übergeht. Bei der Abkühlung auf 215° verläuft die Umwandlung in umgekehrter Richtung. Es war zu erreichen, daß bei dieser Temperatur die eine Hälfte des Präparates regulär, die andere doppeltbrechend war. Das Doppelsalz $CdJ_2 . 2KJ$ ist also enantiotrop-dimorph:

$$\text{doppeltbrechend} \underset{\longleftarrow}{\overset{215^0}{\longrightarrow}} \text{regulär}.$$

Wegen der Umsetzung waren ausgebildete Kristalle nicht zu erhalten, daher ließ sich für das β-Doppelsalz außer Doppelbrechung nur Zweiachsigkeit bestimmen.

---

[1] Ein Hydrat $CdJ_2 . 2KJ . 2H_2O$ wird angegeben von: EDER, Photogr. Corresp. **13**. p. 87. 1876. — H. L. WELLS u. P. T. WALDEN, Zeitschr. f. anorg. Chem. **5**. p. 266. 1894.

[2] In analoger Weise verhält sich das Doppelsalz $CdCl_2 . 4KCl$. Vergl. H. BRAND, Diss. a. a. O. p. 631.

[3] R. FUESS, N. Jahrb. f. Min. etc. 1890. I. p. 161. TH. LIEBISCH, Grundr. d. phys. Krist. Leipzig 1896. p. 193.

Bei weiterem Erhitzen verschwinden bei ca. 269° die regulären Formen; es bleiben kleine Oktaeder in der flüssigen Schmelze. Demnach spaltet sich bei 269° das reguläre α-Doppelsalz in Schmelze und Kaliumjodid, das bei 400° ebenfalls schmilzt. In diesem Präparat konnte auch die Verschleppung des Eutektikums beobachtet werden. Beim Erwärmen wurde bei 180° ein Teil aufgeschmolzen und beim Abkühlen kristallisierte bei dieser Temperatur der letzte Rest der flüssigen Phase. Nicht umgesetztes Kaliumjodid ist bei Zimmertemperatur im Präparat verstreut zu erkennen.

Analog verhält sich ein Präparat, das aus 30 Mol.-% CdJ_2 + 70 Mol.-% KJ besteht. Indessen ist nach der auch hier noch auftretenden eutektischen Kristallisation eine weit größere Menge punktförmig verteilten Kaliumjodids zu beobachten.

Ohne Umsetzung bildet sich das α-Doppelsalz in einem Präparat aus 45 Mol.-% CdJ_2 + 55 Mol.-% KJ. Bei 215° setzt die Umwandlung ein. Gleichzeitig bilden sich auch neue Kristalle, die schon doppeltbrechend sind. Das bei 185° kristallisierende Eutektikum ordnet sich strahlig an.

In einem Präparat aus 50 Mol.-% CdJ_2 + 50 Mol.-% KJ zeigen sich beim Abkühlen auf 200° Sphärolithe, die aus β-Doppelsalz bestehen. Bei 183° werden diese von dem sich bildenden Eutektikum umschlossen.

Ein Präparat aus 60 Mol.-% CdJ_2 + 40 Mol.-% KJ läßt die Kristallisation von Cadmiumjodid bei 285° erkennen, das in stark doppeltbrechenden Fasern das Gesichtsfeld aufhellt. Das Eutektikum kristallisiert bei 184°.

Die beiden Systeme Cadmiumchlorid—Kaliumchlorid und Cadmiumjodid—Kaliumjodid stimmen nicht in bezug auf die aus dem Schmelzfluß sich bildenden Verbindungen überein. Während dort die beiden Doppelsalze[1] $CdCl_2 \cdot KCl$ und $CdCl_2 \cdot 4\,KCl$ auftraten, wurde hier nur das Doppelsalz $CdJ_2 \cdot 2\,KJ$ beobachtet.

2. Das System Cadmiumjodid—Natriumjodid.

Die Mischungen aus Cadmiumjodid und Natriumjodid bilden eine homogene flüssige Phase, die im Konzentrations-Temperatur-Diagramm (Fig. 2) durch das Gebiet a dargestellt wird. Die Kristallisationskurve besteht aus den beiden Ästen AC und BC, die sich im eutektischen Punkte C bei einer Konzentration von 47 Mol.-% NaJ und der Temperatur 287° schneiden. Demnach treten als kristallisierte Phasen nur die beiden Komponenten auf. Aus der Dauer der eutektischen Haltezeiten wurde ermittelt, daß die eutektische Gerade DE bis an die

[1] H. Brand, Diss. a. a. O. p. 628.

Tabelle 2.
Konzentrations-Temperatur-Diagramm der Mischungen aus Cadmiumjodid und Natriumjodid.

Gehalt an NaJ		Beginn der Kristallisation	Eutektische Kristallisation	Dauer der eutekt. Kristallisation
Molekülprozente	Gewichtsprozente			
0	0	385°	—	—
10	4,35	374	285°	80 (sec)
20	9,28	356	285	140
30	14,92	334	287	240
40	21,44	305	287	360
50	29,05	308	287	400
60	38,04	410	287	320
70	48,85	504	287	230
80	62,08	569	285	170
90	78,65	619	285	110
100	100	653	—	—

Vertikalen AA' und BB' heranreicht. Hieraus folgt, daß Mischbarkeit im festen Zustande nicht vorhanden ist.

Auch hier wurden Präparate aus den kristallisierten Schmelzen hergestellt, um den Kristallisationsvorgang u. d. M. zu verfolgen. Indessen mußte zur Erreichung von Temperaturen bis 600° ein optischer Ofen verwendet werden, wie er von R. Nacken[1] angegeben ist.

Ein Präparat, das aus 70 Mol.-% CdJ_2 + 30 Mol.-% NaJ besteht, beginnt bei 284° zu schmelzen und ist bei 350° vollständig flüssig. Beim Abkühlen erfolgt die erste Ausscheidung bei 330°; das Eutektikum kristallisiert bei 287°. Die bei 330° gebildeten Kristalle bestehen aus Cadmiumjodid, das doppeltbrechend und an seinem einachsigen Interferenzbild zu erkennen ist.

Im Präparat aus 20 Mol.-% CdJ_2 + 80 Mol.-% NaJ sind atriumjodidkristalle bis 580° in der flüssigen Schmelze zu beachten. Beim Abkühlen bilden sich reguläre Wachstumsformen aus Natriumjodid. Diese werden bei 285° von einem strahlig sich anordnenden Eutektikum umgeben. Hiernach kristallisiert aus dem Schmelzfluß Natriumjodid analog dem Kaliumjodid regulär. Bei Zimmertemperatur entsteht aus wässeriger Lösung ein Hydrat[2]. Hingegen lieferte ein von mir bei 90° angestellter Kristallisationsversuch das wasserfreie Salz in Hexaëdern.

---

[1] R. Nacken, Diss. Göttingen 1907. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIV. p. 6.

[2] P. Groth, Chem. Krist. I. Teil. Leipzig 1906. p. 178.

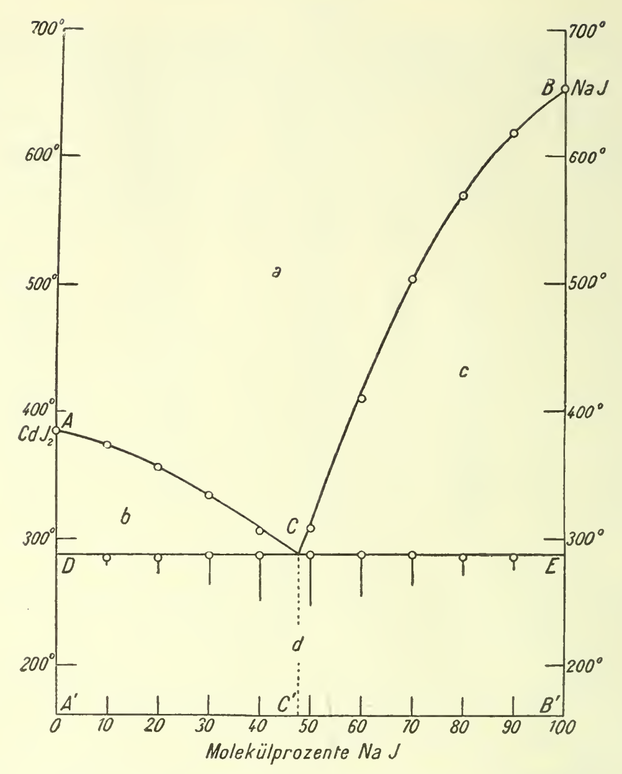


Fig. 2. Konzentrations-Temperatur-Diagramm der Mischungen aus Cadmiumjodid und Natriumjodid.

a Existenzgebiet der homogenen flüssigen Mischungen.
b Gleichgewichtsgebiet von CdJ_2 und Schmelzen a.
c Gleichgewichtsgebiet von NaJ und Schmelzen a.
d Existenzgebiet von eutektischen Gemengen aus CdJ_2 und NaJ.

Beim Vergleich der Systeme Cadmiumchlorid—Natriumchlorid und Cadmiumjodid—Natriumjodid stellt sich wieder eine Verschiedenheit heraus. Während im ersten Systeme eine Verbindung[1] $CdCl_2 . 2NaCl$ auftritt, weist das zweite System den einfachsten Fall eines binären Systems auf, in dem die Kristallisationskurven der Komponenten sich im eutektischen Punkte schneiden.

Berlin, Min.-petr. Institut der Universität, Sept. 1911.

[1] H. Brand, Diss. a. a. O. p. 634.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. Januar 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1912. No. 2.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Prospekt der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart betr. „Geologica".

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber die Beziehungen des Riesengebirgsgranits („Granitit") zu dem ihn im Süden begleitenden „Granit"zuge.

(Auf die Entgegnung des Herrn L. Milch.)

Von **E. Rimann**, zurzeit in Rehoboth (Deutsch-Südwestafrika).

Zu der Entgegnung des Herrn L. Milch, meine Arbeit über den geologischen Bau des Isergebirges betreffend [1], möchte ich folgendes bemerken. Es handelt sich im wesentlichen um folgende Fragen:

I. Bildet der Zentralgranit des Riesengebirges mit dem ihm im Norden vorgelagerten Isergebirgsgranit eine geologische Einheit oder sind beide Granite geologisch getrennt zu behandeln?

II. Wie verhält sich der den Riesengebirgsgranit im Süden begleitende Granitzug geologisch zu ersterem und zu dem Isergebirgsgranit auf der Nordseite des Riesengebirges?

Zu I. Ich habe irrtümlicherweise einer kurzen Notiz des Herrn L. Milch aus dem Jahre 1896 größere Bedeutung beigemessen, als ihr nach des Autors eigenem Ausspruch zukommt. Herr L. Milch hat den von mir behandelten Granit auf der Nordseite des Riesengebirgsgranites nicht in seine bisherigen diesbezüglichen Studien miteinbegriffen.

Der Altersunterschied der beiden Granite (älterer [Lausitzer] Granit und jüngerer Stockgranit [Riesengebirgsgranit]) ist auf der Nordseite in einwandfreien Profilen festzustellen. Es handelt sich da keineswegs nur um einen kleinen Aufschluß. Man kann bei Begehung des Geländes zwischen Hirschberg und Reibnitz besonders an den durch den Bahnbau geschaffenen Einschnitten hinreichende Bestätigung für die in meiner Arbeit niedergelegte Anschauung finden. Das von mir aufgefundene Profil an den Schanzen bei Hirschberg, das in meiner Arbeit abgebildet wurde, ist aber, wenn auch nur in kleinem Umfange aufgeschlossen, wohl am instruktivsten. Vor allem kann man an diesem Profil einwandfrei feststellen, daß der ältere Granit (einschließlich des gestreckten und flasrigen Granites) keine Randmodifikation des Zentralgranites darstellt.

Diese geologische Verschiedenheit der beiden Granite schließt ja a priori keineswegs aus, daß beide Granite

1. Biotitgranite sein und
2. auch sonst petrographisch übereinstimmen könnten,

[1] L. Milch, Über die Beziehungen des Riesengebirgsgranits („Granitit") zu dem ihn im Süden begleitenden „Granit"zuge. Centralbl. f. Min. 1911. No. 7. p. 197—205. — E. Rimann, Der geologische Bau des Isergebirges und seines nördlichen Vorlandes. Jahrb. Königl. Preuß. Geolog. Landesanstalt 1910. **31**. Teil I. Heft 3.

was ja zu 1. tatsächlich der Fall ist, zu 2. indes nicht besteht, soweit die unter I. genannten Örtlichkeiten in Betracht kommen. Es ist eben die geologische Tatsache das ausschlaggebende Moment.

Zu II. Die von mir zu Unrecht auf den älteren Granit im Norden des Zentralgranites ausgedehnten diesbezüglichen Anschauungen des Herrn L. Milch beziehen sich also nur auf den dem Riesengebirgsgranit im Süden vorgelagerten Granit. Ich habe diesen Granitzug, wie ich in meiner Abhandlung auch angebe, nicht selbst untersucht. Wenn ich nun das Gestein desselben trotzdem mit dem älteren (Lausitzer) Granit identifiziere, so geschieht dies aus folgendem Grunde: Alle Forscher, welche den Granit aus dem von mir noch nicht berührten Gebiet beschrieben haben, betonen den (makroskopisch) petrographischen Unterschied zwischen dem Granit im Süden des Zentralgranites und letzterem selbst. Ich verweise hier auf p. 489 meiner Arbeit. Aus den Beschreibungen geht hervor, daß der in Rede stehende Granit mit unserem älteren Granit mehr Gemeinsamkeiten hat als mit dem Riesengebirgsgranit.

Erst L. Milch glaubte, daß diese Unterschiede nicht aufrecht zu erhalten sind. Er stützt sich besonders auf die Feststellung, daß der Muscovit des sogen. Zweiglimmergranites sekundärer Natur ist, dieser Granit also auch nur ein Biotitgranit ist, wie eben auch der Riesengebirgsgranit. Ich habe bereits betont, daß meines Erachtens dieses Moment allein nicht ausschlaggebend sein kann. Inwieweit die anderen petrographischen Charakteristika des von Milch beschriebenen „Zweiglimmergranites" mit den charakteristischen Merkmalen des Riesengebirgsgranites nun doch übereinstimmen sollen, kann ich leider zurzeit und von hier aus nicht nachprüfen, da mir die diesbezügliche Abhandlung L. Milch's nicht zur Hand ist. Ich werde erst nach Beendigung meiner geologischen Studien in Deutsch-Südwestafrika darauf zurückkommen können, nachdem ich den in Frage stehenden Teil des Isergebirges aus eigener Anschauung kennen gelernt haben werde.

Schließlich möchte ich ein Mißverständnis des Herrn L. Milch beseitigen.

Wenn ich p. 496 meiner Arbeit sage: „Eine Einwirkung des Riesengebirgsgranites auf den älteren Granit hat sich bisher noch nicht beobachten lassen," so habe ich dabei nur an eine physikalisch-chemische Einwirkung, an eine Kontaktmetamorphose gedacht. Die Deutung, welche Herr L. Milch diesem Satz gibt (p. 202 seiner Entgegnung), würde ja in direktem Widerspruch zu dem von mir abgebildeten Profile stehen. Auf diesem Profil ist die große „Diskordanz" zwischen älterem Granit und Riesengebirgsgranit deutlich genug zu erkennen.

Rehoboth, den 12. September 1911.

Ueber Allophanoide.

Von **St. J. Thugutt**[1].

Die zur Allophan-, Halloysit- und Montmorillonitgruppe gehörenden Tone, oder kurz Allophanoide, sind nach H. Stremme[2] als Gemenge von Tonerde- und Kieselsäuregel aufzufassen, und zwar analog denjenigen künstlichen Gelgemengen, die bei der Neutralisation verschiedener Kieselsäure und Tonerdelösungen zur Ausbildung gelangen. Die Entstehungsbedingungen der Allophanoide sind jedoch wenig bekannt. Ein Teil derselben mag wohl wässerigen Lösungen entstammen, sonst sind es unlösliche Endprodukte der Zersetzung gewisser Silikate. Der Cimolit, der Anauxit, der Montmorillonit z. B. sind Umwandlungsprodukte des Augits, welchem sie auch oft ihre äußere Form zu verdanken haben. Organischen Farbstoffen gegenüber verhalten sich die Allophanoide sehr verschieden. Mit Kobaltoxydulnitrat liefern nicht alle Thénardsblau, was bei angeblicher Gegenwart freier hydratischer Tonerde doch wohl geschehen müßte.

Obigen Gedanken habe ich in diesem Centralblatte (1911), S. 97 Ausdruck gegeben und bald darauf erschien die Entgegnung des Herrn Stremme[3], in welcher die frappante Ähnlichkeit der physikalischen und chemischen Eigenschaften bei künstlichen Gelgemengen und bei den Allophanoiden von neuem hervorgehoben wurde. Nach Herrn Stremme ist das verschiedene Verhalten der Allophanoide zu organischen Farbstoffen nur eine Folge ungleichen Alters, resp. ungleichen Frische derselben, oder aber eine durch die Gegenwart fremder Einschlüsse bedingte Erscheinung. Das Ausbleiben der Kobaltreaktion beim Biliner Cimolit wird der Anwesenheit störender Oxyde zugeschrieben, und, anläßlich des Razoumoffskins von Kosemütz, meine Beobachtung überhaupt nicht bestätigt gefunden.

Was nun die Ähnlichkeit der Allophanoide mit den künstlichen Produkten betrifft, so wäre folgendes zu bemerken:

1. Das Verhältnis von Kieselsäure zur Tonerde schwankt bei den Allophanoiden allerdings in weiten Grenzen. Man bedenke aber, daß der Analyse nicht homogene Stoffe, sondern meist Gemenge unterliegen. Die Inhomogenität bekunden zahlreiche doppelbrechende Einschlüsse, fleckige Färbungen nach dem Glühen, oder bei der Behandlung mit organischen Farbstoffen usw. Die Natur der Beimengungen ist nicht bekannt. Es mag wohl dabei hydratische Tonerde, oder freie Kieselsäure (Beauxit, Opal etc.) eine

---

[1] Der Warschauer Gesellschaft der Wissenschaften am 1. Juni 1911 vorgelegt.

[2] Dies. Centralbl. (1908). p. 622—632 und 661—669; Monatsber. d. deutsch. geol. Gesellsch. (1910). 62. 122.

[3] Daselbst (1911). 205.

Rolle spielen, was übrigens wiederholt vermutet wurde [1]; anderseits ist das simultane Auftreten von zwei oder gar mehr Tonkieselsäuren durchaus nicht ausgeschlossen. Solches sehen wir z. B. in der Biliner Pseudomorphose, wo der Cimolit von Anauxit und von einer noch dritten, hornartigen Tonkieselsäure begleitet wird. Herr Stremme verneint die Möglichkeit der Existenz freier Tonkieselsäuren. Er meint, da die künstlichen Produkte und die Allophanoide Kieselsäure und Tonerde an Wasser abgeben, so kann Säure und Base wohl absorbiert, nicht aber chemisch gebunden sein. Wie wenig entscheidend dieses Kriterium ist, folgt schon aus der früher angeführten Tatsache, daß z. B. der Nephelin, Sodalith u. a. — Tonerde und Alkali, der Orthoklas — Kieselsäure und Alkali an Wasser abgeben, ohne dabei Absorptionsverbindungen zu sein. Die bei obiger Zersetzung hervorgehenden Spaltungsprodukte repräsentieren wohldefinierte chemische Verbindungen. Ganz anders bei amorphen gelartigen Stoffen. Hier versagen die üblichen Trennungsmethoden, man analysiert Gemenge und erkennt den wirklich stattfindenden Vorgang nicht. Dadurch wird auch klar, warum es so selten gelingt, die einzelnen chemischen Individuen aus den sogen. Tonen zu isolieren. Hierzu wurde auch der Satz von Weimarn zitiert [2] von der Nichtexistenz unbestimmter chemischer Verbindungen, was Herr Stremme, wie dies aus seiner gesperrt gedruckten Schlußbetrachtung hervorgeht, mißverstanden hat.

2. Den Säuren gegenüber verhalten sich die Allophanoide verschieden: ein Teil derselben ist in Salzsäure leicht löslich, andere werden erst von heißer konzentrierter Schwefelsäure zersetzt, noch andere wiederum, wie der Steargilit, werden von Säuren überhaupt nicht angegriffen [3]. Die künstlichen Produkte lösen sich dagegen ohne Ausnahme in Säuren (Essigsäure, Salzsäure, Schwefelsäure) auf, und zwar die frisch gefällten — bei gewöhnlicher Temperatur, die getrockneten — erst in der Wärme.

3. Die Härte schwankt bei künstlichen Produkten zwischen 2,5 und 3; bei den Allophanoiden — zwischen 1 und 4,5 (Kollyrit — Samoit), also zwischen viel weiteren Grenzen.

4. Das spez. Gew. der ersteren beträgt annähernd 1,9, bei den letzteren schwankt es zwischen 1,21 (Termierit [4]) und 2,525 (Anauxit).

5. Die künstlichen Produkte sind ausnahmslos amorph, unter den Allophanoiden werden auch kristallisierte (Anauxit), oder

---

[1] Nach J. Roth, Allg. und Chem. Geol. (1879). 1. p. 158, ist der Schrötterit ein Gemenge mit vorwaltendem Hydrargillit, der Dillnit — ein Gemenge von Diaspor mit Kaolin; der Allophan wird von Gibbsit, der Samoit von löslicher Kieselsäure begleitet usw.

[2] St. J. Thugutt, l. c. p. 99 und 102.

[3] Dana, Syst. of. Min. (1909). 690.

[4] Dana, Syst. of Min. Apend. 2. p. 105.

Aggregatpolarisation aufweisende (Saponit von Sötern am Rhein, Razoumoffskin von Lading in Kärnthen, Indianait von Lawrence Co., Montmorillonit aus Pala in Kalifornien usw.) angetroffen.

6. Die getrockneten und nachher pulverisierten künstlichen Produkte können mit Wasser zu einer plastischen Masse angerieben werden; die Allophanoide verhalten sich verschieden: es gibt solche, die mit Wasser plastisch werden, andere wiederum, die dieses nicht tun, wie z. B. der Samoit.

Mit einem Worte, ist die bei den Allophanoiden so stark ausgesprochene Mannigfaltigkeit der chemischen und physikalischen Eigenschaften bei den künstlichen Produkten nicht zu konstatieren.

Sind die künstlichen Stoffe und zum Teil die Allophanoide Ausscheidungsprodukte wässeriger Lösungen, so entsteht die Frage, in welchem Zustande befanden sich dieselben in der Lösung? Schon 1847 lesen wir bei Bischof[1]: „es ist mit Wahrscheinlichkeit zu vermuten, daß die Tonerde, welche viele Analysen in Quellen nachweisen, niemals als solche, sondern stets als Silikat darin vorhanden ist“; heute würde man eher sagen: als Sol einer komplexen Tonkieselsäure, welche bei günstigen Bedingungen in den Gelzustand übergehen kann. Es ist beispielsweise sehr wahrscheinlich, daß der aus der Zersetzung von Feldspäten und anderen Alumosilikaten hervorgehende Allophan, Halloysit etc. nicht erst im Moment der Abscheidung gebildet wird, sondern schon in der Lösung präformiert gewesen ist. Bei dem Übergang in den Gelzustand werden verschiedene fremde Stoffe mitabsorbiert, daher der Wechsel in der Zusammensetzung der einzelnen Allophanoide. Die Divergenzen innerhalb einer gegebenen Gruppe sind übrigens nicht so häufig. Unter den 27 von Herrn Stremme[2] angeführten Halloysitanalysen finden wir ein Drittel, die ziemlich genau das Verhältnis $Al_2O_3 : 2SiO_2$ aufweisen. Le Chatelier teilt die Allophanoide in drei Hauptgruppen. Es unterliegt keinem Zweifel, daß diese Zahl, im Maße als unsere Kenntnisse über die Natur dieser Stoffe sich vertiefen, wird vergrößert werden müssen. Es wird vieles in einer Gruppe zusammengefaßt, was nicht zusammengehört.

Die überwiegende Mehrzahl der entwässerten Allophanoide färbt sich beim Glühen mit Kobaltoxydulnitrat blau. Mit Kobalt reagiert sowohl freie (Hydrargillit, Diaspor), wie an Kieselsäure chemisch gebundene Tonerde. Die Erkennung der ersteren neben der letzteren wird dadurch ermöglicht, daß die freie Tonerde bei weit niederer Temperatur mit Kobalt reagiert[3], als die an Kieselsäure gebundene. Der Hydrargillit von Ouro Preto in Brasilien

[1] Lehrb. d. phys. u. chem. Geol. 1. p. 802.
[2] Dies. Centralbl. (1908). p. 665.
[3] St. J. Thugutt, N. Jahrb. f. Min. (1911). 1. p. 39.

wird schon in dunkler Rotglühhitze blau, der Diaspor von Ural bei etwas höherer Temperatur, dagegen der Razoumoffskin von Lading in Kärnthen bedarf schon einer starken Weißglühhitze dazu. Beim Biliner Cimolit wurde mit Kobalt keine Blaufärbung erzielt, welche Beobachtung auch von Herrn STREMME gemacht wurde. Der Schluß, im Cimolit sei freie Tonerde nicht vorhanden, erscheint somit berechtigt.

Was den Razoumoffskin von Kosemütz betrifft, so widersprechen sich die Ergebnisse: der dem mineralogischen Institut der Berliner Universität entnommene Razoumoffskin färbte sich mit Kobalt intensiv blau, während mein im Mineralhandel erworbenes Handstück sich ganz indifferent verhielt. Um diesen Widerspruch zu klären, unterwarf ich mein Exemplar der chemischen Analyse. Es stellte sich leider heraus, daß mir statt des Razoumoffskins ein grüner weißgefleckter tonerdefreier Garnierit zugeschickt wurde. Ich lasse hier seine Zusammensetzung (No. 1) folgen:

	No. 1	No. 2
SiO_2	48,25	48,25
FeO	0,08	0,55[1]
MnO	0,17	—
NiO	7,04	14,60
MgO	24,86	16,40
H_2O	19,53	19,77
	99,93	99,57

Spez. Gew. 2,112. Kupfer, Kalk und Tonerde abwesend. Die Zusammensetzung nähert sich derjenigen des Numeits aus dem Serpentin von Numea in Neukaledonien No. 2[2]. Es ist wohl möglich, daß der Razoumoffskin, welchen E. DITTLER[3] der Tinktion mit organischen Farbstoffen unterworfen hat, ebenfalls ein Garnierit gewesen ist. Es sprechen dafür sowohl die von E. DITTLER beobachteten Reaktionen mit Methylenblau und Methylorange, wie auch die Farbenreaktionen des Numeits von Neukaledonien[4]. Die geringen Abweichungen in der Färbungsintensität sind auf Rechnung des sonst sehr wechselnden Magnesium und Nickelgehaltes zu setzen.

Um die Kobaltreaktion an möglichst reinem Cimolit zu studieren, unterwarf ich die bekannte Biliner Pseudomorphose von Cimolit und Anauxit nach Augit der mechanischen Analyse (in mit Benzol verdünntem Bromoform). Von den fünf im ganzen erhaltenen Fraktionen wies die allerleichteste, amorphe, erdige, schmutziggelb gefärbte Fraktion (Anal. No. 3) das spez. Gew. 2,3445 (22^0 C.) auf.

[1] $Fe_2O_3 . Al_2O_3$.

[2] HINTZE, Min. p. 804.

[3] Zeitschr. f. Chem. u. Ind. d. Kolloide (1909). 5. p. 96.

[4] E. DITTLER Ibid.

Dieselbe bestand aus Cimolit, dem noch etwas Anauxit beigemengt war. Die allerschwerste weiße, aus doppelbrechenden, perlmutterglänzenden Körnchen und Blättchen bestehende Fraktion (Anal. No. 4) bestand aus mit Cimolit noch ziemlich stark verunreinigtem Anauxit. Ihr spez. Gew. 2,525 stimmt sehr gut mit demjenigen, welches W. P. SMIRNOFF [1] angegeben hat (2,524 bei 19° C) überein. Die mittleren Fraktionen stellten verschiedene Gemenge der beiden Endglieder dar. Der Cimolit und der Anauxit waren in dem pseudomorphen Kristall sehr ungleichmäßig verteilt. Stellenweise war der Anauxit zu einem größeren Klumpen zusammengehäuft und es bleibt ungewiß, ob derselbe dem Augit oder einem anderen in letzterem eingeschlossenen fremden Minerale seine Entstehung zu verdanken hat. Außer diesen beiden waren noch geringe Quantitäten einer dritten dunkelgrauen, hornartigen, rissigen, von Anauxit viel schwereren Substanz beigemengt, deren chemische Zusammensetzung wegen Mangel an Material nicht eruiert werden konnte.

	No. 3	No. 4	No. 5	No. 6	No. 7
SiO_2	65,63	56,12	65,93	62,20	56,75
Al_2O_3	19,92	29,10	20,97	23,82	28,43
FeO	2,49	1,75	—	Spur	3,17 [2]
CaO	Spur	—	0,30	1,00	0,54
MgO	Spur	—	0,45	Spur	0,34
H_2O	12,56	13,03	11,61	12,40	{ 10,67 / 2,72
	100,60	100,00	99,26	99,42	99,90

Das FeO tritt in No. 3 entweder als $FeCO_3$ oder als $FeSiO_3$ auf. Der Cimolit No. 3 nähert sich sehr dem von HAUGHTON [3] analysierten Hunterit No. 5, weniger dem von v. HAUER untersuchten Biliner Cimolit No. 6 [4], am wenigsten aber dem von SMIRNOFF isolierten Biliner Cimolit No. 7 an. Die von SMIRNOFF und von mir ausgeführten Anauxitanalysen weichen ebenfalls stark voneinander ab, was um so auffallender erscheint, als die spezifischen Gewichte gut übereinstimmen. Im Verhältnis zu No. 4 enthält der von SMIRNOFF analysierte Anauxit weniger Kieselsäure, dafür aber etwas Kalk und Magnesia.

Im Cimolit No. 3 nähert sich das Verhältnis $Al_2O_3 : SiO_2 = 0,194 : 1,088 = 1 : 5,61$ den Zahlen 1 : 6, welche z. B. im wasserreicheren Termierit von Massiac im Cantal $Al_2O_3 . 6\,SiO_2 . 18\,H_2O$ beobachtet wurden [5]. Es ist sehr bezeichnend, daß der Termierit

[1] Zeitschr. f. Krist. (1907). **43**. p. 342.

[2] Fe_2O_3.

[3] DANA, Syst. of. Min. (1909). 690. No. 4.

[4] Vergl. die oben zitierte Abhandlung von SMIRNOFF.

[5] DANA, Apendix II. 105.

mit Kobalt sich auch nur schwach-bläulichgrau färbt; mit Methylenblau, Rhodamin und Methylorange verhält er sich ähnlich dem Cimolit.

Die Zusammensetzung des Anauxits drückt Smirnoff durch die Formel $H_4 Al_4 Si_5 O_{18} . 2 H_2 O$ aus. Nach der Behandlung mit wässeriger $Mg Cl_2$-Lösung im Digestor wurde das beigemengte Eisenoxydulsilikat weggelöst und es blieb die Verbindung $H_4 Al_4 Si_4 O_{16} . 1,5 H_2 O$ nach, welche, von zu niedrigem Wassergehalte abgesehen[1], genau der Zusammensetzung des Nakrits entspricht. Auch die von Smirnoff angeführten optischen Eigenschaften des Anauxits stimmen gut mit denjenigen des Nakrits überein: „bei gekreuzten Nikols erscheint der Anauxit deutlich doppelbrechend mit welliger Auslöschung und niedrigen (grauen) Interferenzfarben. Zweiachsig, der Winkel der optischen Achsen ist ziemlich groß, anscheinend optisch positiv," während der Nakrit optisch negativ ist. Da nun aber der Charakter der Doppelbrechung beim Anauxit nur mutmaßlich als positiv bestimmt ist, so fällt dieser Unterschied nicht sehr ins Gewicht. Sonst tritt der Nakrit ebenso wie der Anauxit in Form von perlmutterglänzenden, fächerförmig oder unregelmäßig aggregierten Täfelchen oder Schüppchen auf. Auch das spez. Gew. des Nakrits 2,627 ist nicht weit von demjenigen des Anauxits entfernt. Der niedrigere Wert beim letzteren ist der Beimengung von Cimolit zuzuschreiben.

Der Anauxit (Nakrit) färbt sich mit Kobaltsolution schön blau, der stark geglühte Cimolit bleibt dagegen unverändert; schwach erhitzt, mit Kobaltsolution benetzt und wiederum geglüht, färbt sich der Cimolit bläulichgrau, welche Färbung möglicherweise auf Rechnung des beigemengten Anauxits zu setzen ist. Das Ausbleiben der Kobaltreaktion beim Cimolit schreibt Herr Stremme der Gegenwart von Metalloxyden zu und beruft sich dabei auf die Autorität von Plattner und von Fresenius. Diese Forscher haben in der Tat die schädliche Wirkung von Metalloxyden auf das Auskommen der Kobaltreaktion statuiert; beide operierten aber mit metalloxydhaltigen Tonerdesilikaten, Tonerdeverbindungen, und **nicht mit Gemengen.** Nach Herrn Stremme ist der Cimolit ein Gemenge von Kieselsäure und von Tonerde, und für derartige Gemenge ist eine selbst bedeutende Beimengung von Metalloxyden (Mg O, Fe O, Ca O) für das Auskommen der Kobaltreaktion absolut irrelevant. Hierüber kann man sich leicht überzeugen, wenn man ein künstliches, feingepulvertes, gut durchgemischtes Gemenge von wasserfreien $Al_2 O_3$, $Si O_2$, Ca O, Mg O und Fe O mit Kobaltsolution benetzt und glüht, oder auch ein natürliches Gemenge von Tonerde und Eisenoxyd einer ebensolchen Behandlung unterwirft. In allen Fällen tritt Blaufärbung ein. Man muß die zerriebenen Stoffe im

[1] $Mg Cl_2$ wirkte hier wasserentziehend.

auffallenden Lichte betrachten, am besten im Greenoughschen Binokularmikroskope. Blaufärbung wurde nun statuiert: beim eisenoxydreichen Beauxit von Beaux Arles, vom Vogelsberg, von Wochein in Krain, beim Laterit von St. Thomas, von Ceylon. Nicht zu erkennen war sie dagegen bei dem sehr feinkörnigen, tiefbraungefärbten Beauxit von Brignolles (Dept. Var), und bei einer, wie es scheint gibbsitfreien Probe des Laterits von Mungo in N. Kamerun. Kommt also die Kobaltreaktion beim Cimolit nicht aus, so sind daran nicht Metalloxyde schuld, sondern die Tatsache, daß die Tonerde an Kieselsäure chemisch gebunden ist. Lockert man diese Bindung, indem man z. B. den Cimolit mit ein wenig Soda aufschließt, so kommt sofort die intensivste Blaufärbung zum Vorschein.

Beständen die Allophanoide einfach aus einem Gemenge von Tonerde und Kieselsäuregel, so müßten sie mit organischen Farbstoffen annähernd gleiche Färbung annehmen. Das findet aber nicht statt. Unter den von mir untersuchten und zu verschiedenen Gruppen gehörenden Allophanoiden gab es nicht zwei, die sich gleich verhielten. Herr Stremme meint, die Ursache dieser Verschiedenheit liege in verschiedenem Alter, in ungleicher Frische des untersuchten Materials. Auf eingetrocknete Gele wirken nach Behrens die Farbstofflösungen anders als auf frisch gefällte. Die von mir untersuchten Allophanoide waren längere Zeit unter gleichen Bedingungen aufbewahrt und alle gleich trocken. Ihr Alter allerdings läßt sich nicht bestimmen. Beim Herrn Stremme lesen wir aber hierüber[1]: „man wird wohl annehmen dürfen, daß manche der gefundenen Allophane usw. nicht unmittelbar vor ihrer Entdeckung, sondern eventuell unendlich lange vorher entstanden sind." So große Altersunterschiede hat nun Behrens im Auge nicht gehabt.

Ganz anders verhält es sich aber mit den fremden Einschlüssen. Diese könnten schon eher den Verlauf der Farbenreaktionen modifizieren und so und anders gestalten. Dennoch stimmen die Ergebnisse über die Einwirkung von Fuchsin S z. B., mit alleiniger Ausnahme des bergfeuchten Allophans von Untersdorf, sowohl bei mir wie bei Herrn Stremme völlig überein.

Die Zeit zu Verallgemeinerungen ist bei den Allophanoiden noch lange nicht gekommen. Es müssen noch viele Detailuntersuchungen ausgeführt werden, bis es einmal gelingt, ein klares Bild über die Natur dieser Stoffe zu gewinnen. Sollten sich jedoch die von Herrn Stremme mit so großer Begeisterung verteidigten Ansichten über die Natur der Allophanoide in Zukunft bestätigen, so werden jedenfalls, wie oben gezeigt, der Cimolit, der Anauxit und wahrscheinlich auch der Termierit aus der Zahl der letzteren gestrichen werden müssen.

[1] Dies. Centralbl. (1908). p. 669.

Ueber ein neues Vorkommen von Pickeringit in Thüringen.

Von **H. Hess von Wichdorff** in Berlin.

Bereits im Jahre 1907 habe ich in einer längeren Abhandlung[1] auf das Vorkommen des Minerals Pickeringit, das bis dahin nur von außereuropäischen Fundpunkten bekannt war, in Mitteldeutschland hingewiesen. In der Umgegend der durch seine Dachschieferbrüche weithin bekannten Stadt Lehesten im Herzogtum Sachsen-Meiningen fanden sich in einigen Schieferbrüchen, namentlich im Bruch „Bärenstein“ apfel- bis handgroße Ausblühungen eines weißen bis gelblichweißen Minerals in den Fugen und Spalten alter verlassener Steinbruchswände. Der Umstand, daß diese schneeballähnlichen Gebilde nur bei dauernd schönem Wetter vorhanden sind, in Regenzeiten aber nahezu ganz verschwinden, ließ auf ein wasserlösliches Mineral, und zwar auf einen natürlichen Alaun, schließen.

Vielfach ist das Mineral von blendend weißer Farbe; häufig sind auch bräunlichgelbe und erbsgelbe Farbentöne, die immer auf einem geringen akzessorischen Eisengehalt beruhen. Im Inneren bestehen die Stufen stets aus unzähligen winzigen Kristallrosetten von prächtigem, lebhaften Seidenglanz. Selbst die einzelnen Kristallnädelchen sind u. d. M. noch deutlich radialstrahlig und feinfaserig aufgebaut, auch sind sie optisch doppelbrechend. Infolge der erwähnten leichten Löslichkeit des Minerals in Wasser sind die Stufen äußerlich oft rauh und unansehnlich, während das Innere aus seidenglänzenden Kristallrosetten gebildet wird. Manchmal trifft man im Mineral noch aufgeblätterte Reste und Stückchen des aufgelösten Dachschiefers. Das spezifische Gewicht beträgt = 2,2.

Neuerdings hat sich das Mineral auch unweit Saalfeld, an dem Alaunschieferfelsen am Wetzelstein gegenüber Obernitz a. d. S., gefunden, wo von dem Jahre 1544 an bis zur zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts ein lebhaft betriebenes Alaunwerk bestand. Auch hier tritt der Pickeringit in apfel- bis kopfgroßen Ballen von gelblichweißer Farbe auf Klüften und in Nischen des Felsens auf. Reinweiße Partien sind selten, während die bis 2 % Eisenoxyd enthaltenden gelblichweißen Stücke vorwiegen. Eine Analyse des Minerals von dem neuen Fundpunkt, die soeben im Laboratorium der Kgl. Geolog. Landesanstalt von Herrn Dr. Eyme ausgeführt wurde, stimmt vollkommen mit den früheren Ergebnissen der Lehestener Vorkommen überein und zeigt gleichzeitig eine außerordentliche Ähnlichkeit mit dem altbekannten südamerikanischen Vorkommen Iquique, wie aus der folgenden Analysentabelle deutlich hervorgeht:

[1] H. Hess von Wichdorff, Aus dem Thüringer Schiefergebirge. I. Ein deutsches Pickeringitvorkommen. Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. für 1907. 28. p. 529—536.

	Wetzelstein bei Saalfeld	Bärenstein bei Lehesten I.	Bärenstein bei Lehesten II.	Iquique
Al_2O_3	11,22	12,14	12,22	12,13
MgO	5,04	4,55	4,62	4,68
MnO	—	Spur	Spur	0,43
Fe_2O_3	1,66	—	—	—
H_2O	44,88	45,45	45,44	45,45
SO_3	37,31	37,76	38,09	36,32
Summe . . .	100,11	99,90	100,37	99,01

Nur insofern besteht ein geringer Unterschied, als bei dem südamerikanischen Fundort akzessorisch eine geringe Menge Mangan, bei den Thüringer Vorkommen in gleicher Weise akzessorisch Eisenoxyd vorhanden ist. Im übrigen entsprechen alle diese Vorkommen genau der für den natürlichen Magnesiaalaun oder Pickeringit aufgestellten Formel:

$$MgSO_4 . Al_2(SO_4)_3 + 22 \text{ aq.}$$

Der Thüringer Pickeringit entsteht bei der Zersetzung schwefelkiesreicher Schiefer; die in den Schiefern enthaltenen Pyrite und Markasite fallen einer schnellen Zersetzung anheim, die u. a. auch zur Bildung stets nachzuweisender freier Schwefelsäure führt. Die Säure wirkt ihrerseits zersetzend auf den Tonschiefer und laugt, in die feinsten Spalten dringend und den Schiefer schließlich aufblätternd, den Tonerde- und Bittererdegehalt des Schiefers aus, um schließlich auf Klüften und Spalten Magnesiaalaun wieder auszuscheiden.

Temperaturmessungen im Tiefbohrloch Czuchow II (Oberschlesien).

Von **R. Michael** und **W. Quitzow**, Berlin.

In dem interessanten Aufsatz J. Königsberger und R. Mühlberg (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXI. p. 107—157. 1911) über Messungen der geothermischen Tiefenstufe, deren Technik und Verwertung zur geologischen Prognose und über neue Messungen in Mexico, Borneo und Mitteleuropa werden von den Herren J. Königsberger und R. Mühlberg auch die von uns in dem derzeitig tiefsten Bohrloch der Erde Czuchow in Oberschlesien vorgenommenen Temperaturmessungen kurz erwähnt, leider als Beispiel dafür, daß direkte Beobachtungen in geringer Tiefe oft „zu großen Fehlern Anlaß geben können". Das zirkulierende Bohrwasser habe eine Temperatur von 25,8 Grad „vorgetäuscht",

während sie in Czuchow in 14 m Tiefe 9—10 ° C betragen muß. Die Tiefenstufe ist daher dort in Wirklichkeit 29,6 m per 1 Grad im Mittel.

Diese Fassung könnte zu Mißverständnissen Anlaß geben und den Eindruck erwecken, als ob unsere Messungen nicht mit der erforderlichen Sorgfalt ausgeführt wären.

Was in der vorläufigen Mitteilung von R. Michael über die Temperaturmessungen im Bohrloch Czuchow in Oberschlesien (Monatsber. d. deutsch. geol. Ges. 1909. No. 11) bereits und besonders nachdrücklich in unserem ausführlichen Bericht (der, wie wir nachträglich hörten, den Verfassern bei Drucklegung ihrer Arbeit noch nicht vorlag), betont war, sei daher an dieser Stelle noch einmal wiederholt. In beiden Arbeiten wird ausdrücklich auf die Fehlerquellen hingewiesen, die sich aus dem Auftreten des Wassers im Bohrloch ergeben, und auf die störenden Einflüsse der Wasserzirkulation besonders in den oberen Teufen im Bereich der obersten weiten bis 250 m hinabreichenden Verrohrung. Demgemäß haben wir, wie schon in der vorläufigen Mitteilung bereits p. 411 von Michael ausdrücklich betont, und in den Tabellen der zweiten Arbeit durch die Einklammerung der betreffenden Zahlen bestätigt wird, die obersten 9 bis zur Tiefe von 264 m gewonnenen Temperaturwerte sämtlich von den Berechnungen als unbrauchbar ausgeschaltet und zur Ermittelung der geothermischen Tiefenstufe lediglich die Endwerte der restierenden Reihe (22,9 ° bei 296,25 m und 83,4 ° bei 2220,0 m) benutzt.

Das zirkulierende Bohrwasser hat uns also nichts vorgetäuscht.

Die oberen Teufen von 0 m ab, wie üblich, zur Berechnung heranzuziehen, schien uns, abgesehen von der störenden Wasserzirkulation, auch wegen der abweichenden Gebirgsverhältnisse nicht zweckmäßig.

Während nämlich in dem ganzen Profil von 296 m ab bis zur Bohrlochsohle lediglich Carbonschichten, d. h. wechsellagernde Schiefer und Sandsteine mit eingeschalteten Flözen vorliegen, tritt in den oberen Teufen zweimal eine Änderung der Gesteinsbeschaffenheit auf, die naturgemäß auch die Temperaturverhältnisse störend beeinflussen muß. Den lockeren Bildungen des Diluviums folgt bei 25 m zunächst ein Komplex tertiärer Letten, und erst bei 90 m setzt das Steinkohlengebirge ein.

Daß in der Tat in diesem Abschnitt des Profils eine normale Temperaturzunahme nicht stattfindet, erhellt aus einem Vergleich der Endwerte. Das Jahresmittel für Czuchow berechnet sich unter Berücksichtigung der erforderlichen Korrektionen nach dem Temperaturmittel von Beuthen (9,1 °) auf 9,8 ° C, so daß auf knapp 300 m eine Zunahme von 13,1 C erfolgt. Dies entspricht einer geothermischen Tiefenstufe von nur 22,6 m.

Hält man die als im allgemeinen recht gleichmäßig fest-

gestellte Temperaturzunahme in den Teufen unter 300 m dagegen, so wird die Berechtigung unserer Maßnahme ohne weiteres klar: dies auf 1900 m durchaus regelmäßige Bild durch jene offenbar anormalen Verhältnisse, die auf kaum 300 m beschränkt bleiben, zu verwischen, erschien uns nicht angängig. Die tatsächlichen Verhältnisse finden u. E. den besten Ausdruck in folgender Fassung:

Die im Tiefbohrloch Czuchow II gemessenen Temperaturen haben auf 2220 m eine Zunahme von 9,8 ° C auf 83,4 ° C ergeben, was einer geothermischen Tiefenstufe von 30,1 m entspricht. Eine gleichmäßige Zunahme erfolgt jedoch erst von etwa 300 m ab (geothermische Tiefenstufe 31,8 m), während in den oberen Teufen Änderung der Gesteinsbeschaffenheit und erhöhter Wärmeaustausch durch Wasserströmung Störungen verursachen (geothermische Tiefenstufe 22,6 m). Nur die unteren 1900 m können daher als maßgebend gelten und die aus jenen berechnete geothermische Tiefenstufe von 31,80 m muß, wie wir angegeben haben, bestehen bleiben.

Auch Herr J. Königsberger gibt in einem an R. Michael gerichteten Schreiben vom 24. 2. 1911 zu, daß „die Messungen unter 270 m Tiefe allerdings schon eine viel bessere Tiefenstufe geben" und daß man die Differenz zwischen der so errechneten Tiefenstufe von 31,80 m und der aus der Oberflächentemperatur sich ergebenden „nicht anders als durch längere, während der Bohrarbeit durch Wasserzirkulation verursachte Erwärmung der oberen Gesteinsschichten erklären kann".

Das entspricht vollkommen unseren obigen Darlegungen, und auch darin stimmen wir Herrn Königsberger durchaus bei, wenn er weiter schreibt: „Wir wollten nur darauf hinweisen, daß gerade gute Messungen zeigen, daß der Einfluß des zirkulierenden Bohrwassers unserer Ansicht nach nicht erlaubt, die ursprünglich vorhandene Gesteinstemperatur zu messen. Nur an der Sohle, wo die Gesteinsfläche größer wird gegenüber dem Rauminhalt des Wassers, mißt man die wahre Gesteinstemperatur. Weiter oben, auch wenn für kurze Zeit die Zirkulation des Wassers verhindert wird, ist das Gestein durch das früher aufsteigende warme Wasser mehr oder minder stark erwärmt. Deshalb wird eigentlich nur eine Messung an der jeweiligen Sohle exakt sein."

In Übereinstimmung mit diesen Ausführungen haben wir in unserem Bericht ausdrücklich den Standpunkt vertreten, daß die Ermittelung absolut richtiger Zahlenwerte bei der Fülle der auftretenden Fehlerquellen nicht möglich sei. Nur die gleichzeitige Messung an 37 Beobachtungsorten gab uns die Berechtigung, die relative Temperaturzunahme durch Ermittelung der Tiefenstufe zu kennzeichnen, deren Wert uns im übrigen bei der Verschiedenheit der örtlichen Verhältnisse problematisch erscheint.

Weiteres zur Frage der Autoplastie der Salzgesteine.

Erwiderung auf das „Nachwort“ von Herrn K. Andrée.

Von **R. Lachmann**.

Es dürfte wohl allgemein gebilligt werden, wenn die ja auch an anderen Stellen[1] vor sich gehende Diskussion über die Ursachen der Deformation der Zechsteinsalzlager in dies. Centralbl. möglichst auf die Frage nach der Formänderung des Kieserits beschränkt bleibt. Wenigstens fühle ich mich zu einer solchen Einschränkung berechtigt so lange, als Herr K. Andrée in diesen Blättern lediglich „seinen Standpunkt kennzeichnet“ und zu den Argumenten, welche Stille und Harbort gegen mich erhoben haben, keine neuen hinzufügt.

Die umstrittenen Tatsachen sind folgende. Die Kieseritlagen der Carnallitlager, und zwar besonders des sogen. konglomeratischen Carnallits (Gemengecarnallit) sind unabhängig von den Lagerungsformen der umgebenden Schichten und in auffällig höherem Grade, als alle anderen Salzgesteine deformiert. Der Betrag der Formänderung übersteigt niemals einige Dezimeter. Es muß also deren Ursache eine lokale gewesen sein, und wir sind berechtigt, sie von der Deformation der gesamten Massen zu trennen. Verfehlt wäre es und ist mir auch niemals in den Sinn gekommen, hierbei nach den Kräften zu suchen, welche die inneren und äußeren Störungen der Ekzeme verursacht haben.

Auf der Halde der chemischen Fabrik des Kaliwerks Krügershall waren vor zwei Jahren Krustenbildungen zu beobachten in einem Material, welches ursprünglich aus überwiegend Kieserit neben Tonschlamm, Anhydrit und Spuren von Steinsalz bestand. Die Krusten hatten einen Umfang von einigen Zentimetern bis etwa einen Meter und bestanden aus einer aufgewölbten Schichtlage von 1—10 cm Dicke. Diese Aufwölbungen ließen sich durch Spaten aufstechen und zeigten einen Hohlraum, auf dessen Boden wieder kleinere Krusten vom Boden sich aufhebend emporwuchsen. Der Kieserit zeigte sich zum großen Teil durch Wasseraufnahme zersetzt. Die Belastung, unter welcher die beschriebene Aufwölbung vor sich ging, betrug also nicht mehr als einige Gramm je Quadratzentimeter. Wenn also Andrée bestreitet, daß überhaupt eine dünne, oberflächliche Schicht von Kieserit durch Wasseraufnahme sich emporwölben kann, so muß ich eben die jederzeit nachzuprüfenden Tatsachen gegen ihn sprechen lassen.

Aus diesen beiden Beobachtungen zog ich den Schluß, daß hier eine der chemisch-physikalischen Bedingungen für die Formänderung von Salzgesteinen erfüllt ist, deren Möglichkeit an sich

[1] In der Zeitschrift „Kali“ und in den Monatsber. d. deutsch. geol. Gesellsch.

doch von allen Seiten, auch von Herrn ANDRÉE, anerkannt wird.

Ob für den Vorgang selbst der Ausdruck Diagenese oder Verwitterung vorzuziehen ist, bleibt lediglich ein Streit um Worte.

Mit tatsächlichen Irrtümern aber haben wir es zu tun, wenn ANDRÉE an mich das Ansinnen stellt, deformierte Lagen von Magnesiumsulfathexahydrat oder Reichardtit im nichtveränderten Lager nachzuweisen.

Hier hat ANDRÉE wieder übersehen, daß die Existenzbedingungen der fraglichen Salze eine solche Möglichkeit ausschließen. Sollte nicht schon, wie in meiner vorangehenden Entgegnung angenommen war, eine Rückbildung in Kieserit an der Oberfläche durch Wiederherstellung der ursprünglichen Bildungsbedingungen erfolgt sein, so müßte doch in späteren Zeiten die Form des Monohydrats wieder erreicht sein, sobald die Lager in Tiefen von etwa 1000 m gerückt waren und also die Erdwärme die kritische Temperatur von 36^{0} wieder hervorgerufen hat. Eine abermalige Rückbildung in die höher gewässerten Formen beim Wiederemportauchen der Salzlager mußte aber außerhalb des Bereichs der eigentlichen Hutzonen ausbleiben, weil nur hier das zur Rückbildung nötige Wasser zur Verfügung stand.

Über die Bedeutung des RIECKE'schen Prinzips [1] bei der scheinbaren plastischen Umformung der Salzgesteine dürfte noch keineswegs das letzte Wort gesprochen sein. Ich glaube aber nicht, daß ein Physiker ANDRÉE beistimmen wird, wenn er meint, daß nur bei Gebirgsdrucken von jener Größenordnung, welche die Alpen aufgerichtet haben, die von RIECKE geforderte Formänderung von homogenen Körpern in Berührung mit ihrer gesättigten Lösung eintreten kann. Erscheinungen, wie sie PFAUNDLER [2] und MÜLLER-ERZBACH [3] beschrieben haben, sprechen vielmehr dafür, daß ganz geringe Drucke, wenn sie nur kontinuierlich wirken, solche Formänderung verursachen können, und besonders bei einem leicht löslichen Körper wie Steinsalz und einer Einwirkungsdauer, welche ganze geologische Perioden umfaßt, dürften Deformationen durch Rekristallisation nach dem RIECKE'schen Prinzip auch bei geringen Drucken physikalisch wohl erklärlich sein. Auffallend bei der Argumentation von ANDRÉE ist nur, daß er einerseits die Rekristallisationsumformung des Steinsalzes in den Alpen nach KOHLER unangefochten läßt, anderseits zur Widerlegung meiner tektonischen Anschauung auf STILLE sich beruft, welcher ja im

[1] RIECKE, Über das Gleichgewicht zwischen einem festen, homogen deformierten Körper und einer flüssigen Phase etc. Nachr. k. Gesellsch. d. Wiss. Göttingen 1894. p. 278 ff.

[2] PFAUNDLER, Über den weichen Aggregatzustand, Regelation und Rekristallisation. Ber. Wien. Akad. d. Wiss. 73 1876.

[3] MÜLLER-ERZBACH, Der Dampfdruck der verschiedenen Verbindungen des Chlorcalciums etc. Zeitschr. f. phys. Chem. (21.) 1896. p. 554.

Salzgebirge Nordhannovers Spuren einer Gebirgsfaltung entdeckt zu haben glaubt, die über die Deckenfaltung der Glarner Alpen noch weit hinausgeht[1]! So eröffnet sich ein circulus vitiosus, welcher den Wert dieses gegnerischen Einwandes genügend kennzeichnet.

Wenn man also rein logisch Zweifel äußern kann, ob im Kieserit oder den beigemengten höheren Hydraten die Formänderung vor sich geht — oder in beiden —, und ob dieser Vorgang als Verwitterung oder als Diagenese zu benennen ist, so hat man alles erschöpft, was Andrée Neues gegen eine chemisch-physikalische Deutung vorzubringen hat, nämlich nicht sachliche Gründe, sondern begriffliche Tüfteleien.

Auch ich überlasse es dem Leser zu beurteilen, ob auf Grund solcher Unterlagen Andrée berechtigt war, über Anschauungen abzuurteilen, über welche er eingestandenermaßen bereits vor der Lektüre ihrer Begründung den Stab gebrochen hatte.

Breslau, den 25. November 1911.

Die Blätter Bevensen, Bienenbüttel, Ebstorf und Harburg der geologischen Karte des Königreichs Preussen.

Von **K. Olbricht.**

(Schluß.)

Die Schichten der jüngeren Vereisung habe ich in eine liegende Sandrformation und eine hangende Grundmoränendecke gegliedert.

Die Sandrformation ist wiederum mannigfaltig zusammengesetzt (I, p. 41 etc.). In ihren unteren Partien besteht sie aus umgearbeiteten interglazial verwitterten Schichten und kann so — falls keine größeren Aufschlüsse vorliegen — leicht mit ihnen verwechselt werden (I, II, namentlich VI). Neuere Begehungen zeigen immer deutlicher, daß diese umgelagerten Schichten besonders im SW des Lüneburger Horstes sehr ausgeprägt sind. Der Grund ist einfach genug. Von NO her kam das Gletschereis und verschleppte die älteren abgetragenen lockeren Deckschichten des im Interglazial gehobenen (I) Lüneburger Horstes nach SW. Die Blätter Be, Bi und Eb verzeichnen auch die von mir schon (I) erwähnten Bändertone und knüpfen daran die treffende Bemerkung, daß hier offenbar ein glazialer Stausee bestand (Erl. Be p. 25 unten), der im N vom Eisrande, im S von höheren Sockelschichten begrenzt wurde. Genau dieselbe Entstehung hat dann der geschichtete Sand im oberen Luhetale (St. 2 p. 441).

[1] Stille, Überfaltungen im hannoverschen Salzgebirge. Refer. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1911. p. 167.

Der Vollständigkeit halber bemerke ich, daß die lehmigen Mergelsande auch am Wege von Bardenhagen nach Velgen an einer Stelle anstehen, wo sie von der Kartierung übersehen sind. Die Mergelsande habe ich (I, p. 23) genauer behandelt und als umgelagerte Lösse gedeutet. Mehrere Tatsachen sprechen dafür. Im Saalegebiet sind die kartierenden Geologen häufig uneinig, welche Ablagerungen als Lösse, welche als Mergelsande zu bezeichnen sind. Die Mergelsande bei Lauenburg gleichen so auffallend dem Löß, daß ein gewiegter Lößkenner, wie Herr Professor Wüst, sie kaum vom Löß unterscheiden konnte. Zum Überfluß finden sich in ihnen neuerdings noch Lößkindel (Erl. Bi p. 14 unten). Meine Anschauungen über die Vorschüttsande decken sich mit denen in den Kartenerläuterungen vollkommen, gehen nur noch mehr auf die Art und Weise der Entstehung ein (VI). Die jüngeren Sande können oft auch gänzlich entkalkt sein (Erl. Eb p. 29), nur fehlt ihnen wohl immer die eisenschüssige Verwitterung — soweit nicht Umlagerungen in Betracht kommen.

Abweichungen zwischen den Beamten der Landesanstalt und mir liegen nur vor, indem ich den Begriff der oberen Sandrformation weiter fasse und zu ihr alle die sogenannten Schichten unbestimmten Alters rechne aus Gründen, die ich schon vorhin angedeutet habe. Denn meines Erachtens fanden Akkumulationsvorgänge in den Zwischeneiszeiten nach dem Festlande nur in geringem Umfange statt und beschränkten sich im wesentlichen auf die Ausfüllung lokaler Mulden, genau wie in der Jetztzeit.

Die Angaben der Karten über den oberen Geschiebemergel stimmen durchaus mit meinen Angaben. Er bildet eine durch die Erosion zertalte Decke, wird bis zu 6 m mächtig, liegt immer an der Oberfläche nur lokal in geringem Maße von jüngeren Deckkiesen überdeckt (Erl. Bi p. 17). Die Geschiebemergeldecken bilden also die Oberfläche, ohne in erheblichem Maße von jüngeren Sanden überlagert zu sein. Gegen diese Ansicht polemisiert in einem neuen Aufsatze „Die Gliederung des Schleswig-Holsteinischen Diluviums" (Jahrb. d. L.-A. 1910) C. Gagel (p. 246 Anmerkung). Obwohl nicht nur von 125 der von ihm an derselben Stelle mitgeteilten Bohrungen 100 (!) den Geschiebemergel oberflächlich erbohrten, sondern in zahlreichen anderen Fällen (p. 243) derselbe sich auf die Sande hinaufzog und offenbar nur durch spätere Abtragung von ihnen entfernt war. Diese Bohrungen sprechen nicht nur für die Exarationslandschaft, sondern auch für die völlige Gleichheit im Aufbau der Endmoränen- und Grundmoränenlandschaft. Dort sagt Herr Gagel (p. 243) auch deutlich, daß auf den von mir für eine Endmoräne gehaltenen Hornheimer Riegel sich die Grundmoräne in dünnen Streifen auf die Sande hinaufzieht (also Aufpressung!). Da der Nachsatz, durch den er meine Anschauungen widerlegen will, nicht der Beobachtung, sondern der

Phantasie entspringt, ist es überflüssig, auf ihn einzugehen. Immer wieder das alte Bild: Nicht die Beobachtungen der Landesanstalt sind es, welche meinen Anschauungen widersprechen, sondern die Deutung, die ihnen die Beamten dieser Anstalt geben. Daß ich den Höhenrücken von Süderstapel, der deutliche Endmoränenstruktur zeigt, auch gar nicht auf meiner Karte als „ältere Höhe“ eingetragen habe, bemerke ich nur nebenher.

Die Blätter Be, Bi, Eb und Ha behandeln auch die Endmoränen. Ich gebe zuerst die Beobachtungen, die in den Erläuterungen und Karten enthalten sind.

Wo in den Endmoränen (vergl. dazu VI) Aufschlüsse sind, zeigen sie Entstehung durch Aufpressung (Erl. Bi p. 5 unten). Besonders schön gilt das vom Rosengarten (Ha), wo der hangende Geschiebemergel durch Abtragung in einen lehmigen oft zu einer Blockpackung umgewandelten Sand reduziert ist (Erl. Ha p. 22 u. 4).

Auf Blatt Bi sind (Erl. Bi p. 18) „einige Flächen durch einen besonderen Aufdruck hervorgehoben und als endmoränenartige Bildungen bezeichnet worden, und zwar sind dies Höhen, die besonders markant aus ihrer Umgebung heraustreten“. Dies ist geschehen, weil auf Blatt Lüneburg Keilhack einen Endmoränenzug gefunden hat, dessen Fortsetzung von ihm in diesen Höhen gesehen wird. Daneben wird die Frage offengelassen, ob es sich hier nicht auch um reine Erosionsformen handeln kann.

Selbst die Vertreter der hyperexakten kartierenden Richtung sind also sich nicht immer im klaren, ob Endmoränen vorliegen, oder nicht. Und wenn ein Geologe, der nicht zu den Beamten der Anstalt gehört, äußert (wie ich das getan habe I p. 100 unten), daß es nicht immer leicht ist, Endmoränen von ihrer Umgebung genau abzugrenzen, so wird er von Herrn Gagel als Ignorant hingestellt (z. Ges. f. Erdk. 1910. p. 139)!

Wo also exakte Beobachtungen vorliegen, sind Aufschüttungsmoränen nicht zu erweisen. Ich füge hinzu, daß an zwei anderen im Zuge der Endmoräne gelegenen Höhen (Lindenberg bei Tätendorf Be, Kiesgrube im W von Wessenstedt Eb) über offensichtlich aufgepreßten zum Teil eisenschüssigen Sanden stark verwitterte Grundmoränen mit zersetzten Geschieben liegen, also offenbar Reste des alten aufgepreßten Kernes.

Obwohl die auf dem Lindenberg anstehende — auf der Karte nicht verzeichnete! — Grundmoräne der von Stoller am Talrande gegenüber von Emmendorf als „ältere Grundmoräne“ kartierten völlig in Erhaltung und Mächtigkeit (!) gleicht, stellt sie Stoller doch zu der jüngeren Eiszeit, weil die Kartierung ihren Zusammenhang mit jüngeren Grundmoränen „erwiesen“ habe. „Erweisen“ kann meines Erachtens eine Kartierung bei so diffizilen Fällen, die nur durch Beobachtung an Aufschlüssen erwiesen werden können, gar nichts. Zudem zeichnet Stoller in

einem anderen Profil (Eb) jüngere und ältere Grundmoräne direkt übereinander, zum Überfluß ergibt die Karte, daß offenbar auf der Spitze des Lindenberges der Geschiebemergel auskeilt und unter dem Flottsand Sande liegen[1]. Was für einen Zweck hat dann schließlich die durch mühevolle Untersuchungen gewonnene Erkenntnis von der Unterscheidung verschieden alter Grundmoränen, wenn sie an beliebiger Stelle wieder über den Haufen geworfen wird und zwar nur, um ja nicht im Lindenberg eine Aufpressungsmoräne zu sehen. Die Höhe des Lindenbergs genügt durchaus nicht, um auf ihm eine derartig lokal gesteigerte Wirkung der Verwitterung anzunehmen und wenn nach STOLLER's mündlichen Bemerkungen (anläßlich einer geologischen Tagung in Ülzen) zahlreiche Hügel im übrigen Flachlande einen derartigen Kern aufweisen, ist es da nicht das einfachste, an Aufpressungsmoränen zu denken, anstatt zu Hypothesen zu greifen, die nur Wasser auf die Mühlen der Monoglazialisten sein können?

Eliminieren wir die Moränen und die Erosionstäler, so bleibt noch eine wellige Oberfläche des Geschiebemergels zurück. Schon früher (I, p. 47) hatte ich in den Mulden von Himbergen und Kirchgellersen Andeutungen von Zungenbecken gesehen[2]. Jetzt bin ich geneigt, in diesen Teilen einer — im S von einem Moränenwall, den schon meine Karte in I verzeichnet — zumeist durch die Erosion zerstörten Exarationslandschaft zu sehen, die ihre Fortsetzung in der von mir schon an anderer Stelle in der Altmark vermuteten (X, p. 509)[3] findet. Vielleicht hängen dann

[1] Dasselbe ergibt sich aus der Bohrkarte, die zudem zeigt, daß die wenigen Bohrungen auf dem Lindenberge durchschnittlich 100 m weit voneinander abstehen.

[2] In einer Arbeit „Der Boden von Lindau usw." (Schriften d. Ver. f. Gesch. d. Bodensees. 1907. p. 1 etc.) entwickelt KINKELIN bei der Besprechung der Drumlins Ansichten, die mutatis mutandis mit meiner Theorie der Exarationslandschaft beinahe übereinstimmen (p. 17 etc.). Ich möchte an dieser Stelle namentlich die Anhänger der „kuppigen Grundmoränenlandschaft" auf diese wichtige Arbeit hinweisen.

[3] Vergl. hierzu die Arbeit F. WAHNSCHAFFE's „Über die Gliederung der Glazialbildungen Norddeutschlands und die Stellung des norddeutschen Randlösses" (Zeitschr. f. Gletscherkunde 1911 p. 321 etc.). In dieser parallelisiert er die baltische Endmoräne mit Bühl, den oberen Geschiebemergel mit Würm, den mittleren mit Riß usw. Gegenüber diesen sehr auffallenden Übereinstimmungen mit meiner Parallelisierung fallen die Abweichungen nicht sehr ins Gewicht. Eigentümlicherweise ist aus seinen Äußerungen nicht ersichtlich, daß diese Parallelisierung schon vor zwei Jahren von mir aufgestellt wurde. Da vielmehr lediglich abweichende Äußerungen von GAGEL und MACHACEK gegen mich zitiert werden, muß der nicht mit den Verhältnissen vertraute Leser zur Anschauung kommen, daß die von mir aufgestellte Parallelisierung völlig unhaltbar ist. Ferner werden peinlich die Polemiken der Landesgeologen gegen E. WÜST und mich erwähnt, dagegen unsere Entgegnungen verschwiegen!

auch die von mir (VI) beschriebenen Störungen des jüngeren Diluviums mit ihr zusammen und die Erosionstäler sind zum Teil im Anschluß an Mulden dieser Exarationslandschaft entstanden, wie es das Profil durch das Ilmenautal bei Bevensen (Be) andeutet. Der Endmoräne, welche im S diese Exarationslandschaft begrenzt, ist dann die glaziale Verebnungsfläche von Ebstorf vorgelagert (I, Karte 2).

c) Die genannten Kartenblätter verzeichnen in genauer Abgrenzung den Flottlehm oder Feinsand. Über seine Lagerungsverhältnisse ergibt sich folgendes. Er ist abgelagert worden, als die feinste Ausmodellierung der Landschaft beendet war (Ha). Er lagert bald auf jüngeren Grundmoränen, bald auf Sanden, bald auf Tonen, bald auf älteren Grundmoränen. Er bedeckt nicht nur die Hochflächen, sondern zieht sich weit hinab in die Täler. Seine Höhenlage schwankt von 140 m (Ha) und 90 m (Be und Eb und Bi) bis auf 33 m (Ha, Be). Er liegt auch auf einer Erosionsoberfläche, auf einer Blockpackung (Erl. Bi p. 8). Diese Erosionsdiskordanz, die geologisch und topographisch hervortritt, ist aber viel größer, als die Erläuterungen es angeben. Sie ist so bedeutend, daß (vergl. diese Ausführungen oben) sie nicht durch das Schmelzwasser der Gletscher geschaffen sein kann, sondern erst in langer Zeit starker erosiver Wirkung gebildet werden konnte [1]. Der Flottlehm kann also nicht in die Abschmelzzeit der Würmvereisung fallen, sondern ist erheblich jünger. Zum Überfluß lagert an seiner Basis noch eine Dreikanterschicht, die den kartierenden Beamten offenbar entgangen ist. Ist meines Erachtens die Stoller'sche Erklärung unhaltbar, so sprechen alle Anzeichen für seine Entstehung nach Art des Lösses, wie auch Linstow schon die Feinsande des Fläming neuerdings als Löß erklärt hat.

[1] Immer kehrt in der norddeutschen Glazialliteratur der Satz wieder, daß die Täler durch die gewaltige Wirkung der Schmelzwässer der Gletscher entstanden sein sollten, man gewinnt häufig den Eindruck, daß das fließende Wasser der Flüsse — welches doch sonst die Talbildung besorgt — hier ganz unbekannt ist. Habe ich schon an dem Beispiel des Ilmenautales gezeigt, daß dieses unmöglich durch Schmelzwässer gebildet sein kann, so kommen neuere Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß wir uns die Schmelzwasserwirkungen am Rande der abschmelzenden Gletscher nicht übertrieben stark vorstellen dürfen. Schon die gute Erhaltung des unter dem Eise entstandenen Formenschatzes mancher Landschaften sowie die weite Verbreitung der Lehmböden gemahnen zur Vorsicht. Dazu kommt die Theorie der Ostwinde, die namentlich von Solger — wenn auch mit Übertreibungen — ausgebaut ist und eine gewisse Trockenheit am Eisrande fordert. Zu „erweisen" ist die riesige Wirkung der Schmelzwässer gar nicht. Ihre extremen Vertreter sollten bedenken, daß das fließende Wasser, das überall auf der Erde die Täler geschaffen hat, an der Ausbildung des norddeutschen Formenschatzes wohl auch einen recht erheblichen Anteil gehabt haben wird. (Über norddeutsche Talbildung I, Kap. 6.)

Dieser Löß ist dann nicht am Rande der abschmelzenden Gletscher entstanden, sondern lagerte sich erst nach einer Zeit intensiver Zertalung ab, die wir uns nicht zu gering vorstellen dürfen. Den Flottlehm als umgelagerten Mergelsand zu erklären (Erl. Eb p. 30) ist nach dem mitgeteilten ein Zirkelschluß, dessen Erörterung überflüssig ist.

Jünger als der Flottlehm sind auf Grund der Kartenangaben die Talsande, von denen stellenweise drei Terrassen nachgewiesen sind (Be).

Diese Talsande sind aufgeschüttelt. Wären sie es nicht, so müßten wir Erosionsprofile haben, die Terrassen müßten bald aus Ton, bald auch aus den ausbeißenden älteren Grundmoränen bestehen. Das ist nicht der Fall. Diese Sande, die deutlich Spuren fluviatiler Schichtung zeigen (Erl. Eb p. 29), legen sich zudem stellenweise über den Flottlehm (Erl. Be p. 7). Sie beschränken sich nicht nur auf das Ilmenautal, sondern sind auch im Luhetal als durchgehende Bildung nachgewiesen (St. 2 p. 438). Im Ilmenautal (und Luhetal und Neetzetal) setzen sie sich in Schuttkegeln fort, deren Abdachung die Meßtischblätter deutlich zeigen. Schuttkegel von stärkerer Abdachung sind auf Blatt Harburg am Nordrande der Schwarzen Berge kartiert. In den Erläuterungen zu Blatt Artlenburg wird auch von einem Luheschuttkegel gesprochen [1].

Das nüchterne Tatsachenmaterial ist also folgendes:

1. Die Talsande sind jünger als der Flottlehm;
2. sie setzen sich in Schuttkegeln fort;
3. sie sind als Aufschüttungen zu betrachten und lassen sich stellenweise in mehrere Terrassen trennen.

Nach den über den Flottlehm mitgeteilten Lagerungsverhältnissen dürfte es wohl keinem mit der Wichtigkeit der Erosionsdiskordanzen vertrauten Geologen zweifelhaft sein, daß auch diese Talsande nicht nur n i c h t in die Abschmelzzeit fallen, sondern erheblich jünger sind.

Ist durch exakte Beobachtungen erwiesen, daß sie Aufschüttungen sind, so ist jedem, der heute offenen Auges durch die Landschaft wandert, klar, daß diese Abtragungen, die heute durch die Pflanzendecke verhindert werden, nur zu einer Zeit mit weniger dichter Pflanzendecke, d. h. in einer trockenen Zeit einsetzen konnten (I, p. 93 etc., IV, IX), die dann naturgemäß jünger sein muß, als die letzte Vereisung.

---

[1] Hierbei weise ich auf das eigentümliche Zusammentreffen hin, daß Beamte der Landesanstalt im Ilmenautal durchgehende Talsandterrassen kartieren, während ein morphologisch geschulter Beobachter, wie Herr Braun, von diesen Terrassen nichts gesehen haben will und mir die Realität meiner sämtlichen Beobachtungen abstreitet (Geogr. Zeitschrift 1910. p. 596).

Aus den vorliegenden Beobachtungen lassen sich also ohne kühne Phantasie folgende Schlüsse ziehen:

1. Die Talsande sind postglazialen Alters (postglazial in bezug auf die letzte Vereisung);
2. sie sind offenbar in Zeiten starker Abtragung, d. h. trockenen Zeiten entstanden.

Nur über die Zahl dieser Talverschüttungen sagen die bisher mitgeteilten Beobachtungen noch nichts aus. Doch lassen die Terrassen schon erkennen, daß es sich möglicherweise um mehrere periodisch wiederkehrende Vorgänge handelt [1], nur ist dann der Nachweis noch genauer zu bringen, wie ich es in einer weiteren Arbeit auch zeigen werde.

Eng mit der Terrassenfrage hängt auch die der Gehängeschuttbildungen zusammen. Den Begriff des Gehängeschutts habe ich zum ersten Male in meinen Arbeiten (namentlich I, p. 104) in die norddeutsche Glazialgeologie eingeführt, und daß dieser Begriff offenbar berechtigt ist, erhellt schon daraus, daß der Berliner Privatdozent Braun, der auf Grund einer flüchtigen Begehung meine Arbeit in Bausch und Bogen als völlig verfehlt verurteilt, doch den Abschnitt über Gehängeschuttbildungen als nicht ganz unwichtig hinstellt.

Daß Gehängeschuttbildungen in sehr großem Umfange vorhanden sind, geht klar aus den in meiner Arbeit (I, p. 104 etc.) mitgeteilten Profilen, zu denen inzwischen zahlreiche neue gekommen sind, die ich in der in Aussicht gestellten Arbeit über die Ilmenauterrassen behandeln werde.

Aber auch die Karten zwingen zu ihrer Annahme, sind sogar ohne sie unverständlich. Aus zahlreichen Beobachtungen geht hervor, daß die Lüneburger Heide eine ausgesprochene Erosionslandschaft ist. Wir sollten nun entlängst der sämtlichen Talränder reine Erosionsprofile erwarten. In Wirklichkeit sind die fast nur an solchen Stellen, wo Aufschlüsse einen Einblick gewähren. Zumeist überzieht eine Geschiebesanddecke Berg und Tal. Diese Geschiebesanddecke ist an den Gehängen der Täler nichts anderes als mein Gehängeschutt, der hier in gewaltiger Ausdehnung die reinen Erosionsformen verhüllt und deckenartig alles überkleidet. Ich gebe zu, daß es nun in natura nicht so einfach ist, diesen Gehängeschutt immer deutlich abzugrenzen, dann hätte ein Hinweis in den Erläuterungen genügt. Auch dieser fehlt überall.

Mit diesen Gehängeschuttdecken bringe ich auch die Decksande in Zusammenhang und führe beide Erscheinungen auf Vorgänge zurück, die ich zum Teil mit der von Passarge aufge-

[1] Aus mehreren ineinander geschachtelten Terrassen ziehen zahlreiche Vertreter der Glazialgeologie diese Schlüsse ohne weiteres auf die periodische Vereisung von Gebirgen, sobald sie in ihr System passen.

stellten Flächenspülung vergleichen möchte, wie ich an anderer Stelle zeigen werde.

d) Auf zahlreiche allgemeine Fragen, die ich in meiner Arbeit behandelt habe, bin ich schon an Hand der vorliegenden Karten eingegangen. Nur zur Frage der Nomenklatur ein Wort.

Die Beamten der Landesanstalt gebrauchen neuerdings in ihren Erläuterungen die Namen Weichseleiszeit, Saaleeiszeit und Elstereiszeit für diejenigen Ablagerungen, die ich als Würm, Riß und Mindell bezeichne. Über die Berechtigung dieser Nomenklatur wird zu streiten sein, wenn die Landesanstalt sich über die Gründe ihrer Einführung geäußert haben wird. Unverständlich ist es mir hingegen, warum WAHNSCHAFFE diese schon 1910 auf den Karten abgedruckte Nomenklatur in seinem jüngsten oben erwähnten Aufsatz nicht aufnimmt, sondern die alpine Nomenklatur übernimmt, dabei im wesentlichen meine Parallelisierung annehmend.

Es gibt immer noch Geologen, die eine Parallelisierung der eiszeitlichen Ablagerungen für überflüssig halten. Herr BRAUN ist sogar in der Kritik meiner Arbeit der Ansicht, daß dafür „kein Bedürfnis vorliege", äußert sich jedoch in einer Arbeit über das Leben FELIX WAHNSCHAFFE's entgegengesetzt.

III. Allgemeine Fragen.

Wer unbefangen die vorhergehenden Zeilen gelesen hat, wird gesehen haben, daß meine Ansichten durch die Kartierung nicht nur nicht geschwächt, sondern erheblich gestützt werden, daß sie ferner durchaus nicht so verfehlt sind, wie die Herren GAGEL und BRAUN es hinzustellen suchen.

Aber drei wichtige Folgerungen ergeben sich aus meinen Ausführungen:

1. Nicht die Beobachtungen und Kartenaufnahmen der Landesanstalt stellen meine Anschauungen als unhaltbar hin, sondern die zum Teil eigentümlichen Deutungen, welche diese Herren ihren Beobachtungen geben.
2. Auch die Beamten der Landesanstalt, die sich mit Vorliebe Vertreter einer allein exakten Richtung nennen, sind nicht nur in ihren Beobachtungen nicht unfehlbar, sondern sind oft gezwungen, das Feld der Beobachtung zu verlassen und bei der Aufstellung der Profile zu Hypothesen zu greifen.
3. Das Erscheinen der Kartenblätter löst nicht im Handumdrehen alle Probleme, sondern stellt oft noch neue auf und zeigt zudem die Unentbehrlichkeit morphologischer Methoden bei der Erklärung der so verwickelt gebauten norddeutschen Landschaft [1].

[1] Dies betone ich um so nachdrücklicher, als noch heute zahlreiche morphologisch nicht geschulte Geologen alles Heil in der Kartierung sehen. Wie viele subjektive Faktoren auch bei dieser eine nicht zu unterschätzende Rolle spielen, glaube ich gezeigt zu haben.

Wie weit die Angriffe Gagel's und Braun's berechtigt sind, wird der Unparteiische von selbst ersehen; allen meinen Gegnern dürfte aber die vorliegende Besprechung zeigen, daß ich vor kritischen Vergleichen an Hand der geologischen Karten durchaus nicht zurückschrecke.

Zugleich glaube ich schon hier einen kleinen Einblick in die Methoden gegeben zu haben, nach denen die Bekämpfung unliebsamer Gegner von mancher Seite erfolgt.

IV. Im Anschluß an die Besprechung der genannten Blätter möchte ich einige neuere Beobachtungen mitteilen, die für das vorher erörterte nicht ohne Belang sind.

Zahlreiche neue Weg- und Bahnbauten haben bei Lüneburg schöne neue Aufschlüsse geliefert. Die schon früher von mir am Bokelsberg beschriebenen Aufschlüsse (VI, p. 609) sind vertieft worden und zeigen jetzt nicht nur sehr gut die ältere Grundmoräne mit den zersetzten Geschieben, sondern auch die unteren aus umgelagerten Sockelschichten aufgebauten Ablagerungen der oberen Sandrformation.

Besonders schöne Aufschlüsse lieferte die Vertiefung der Bardowieker Landstraße nördlich der Stadt.

In diesen ist als jüngstes Glied (vergl. Blatt Lüneburg der geol. Karte von Preußen) der sehr kalkreiche obere Geschiebemergel aufgeschlossen, der an der Basis verschleppte Schollen des älteren Geschiebemergels mit den zersetzten Geschieben enthält.

Der obere Geschiebemergel ist stark gefaltet. Sein Liegendes bilden weiße geschichtete Sande der Sandrformation, die zahlreiche Kieslinsen und an einer Stelle auch umgelagerte Torfteilchen (verschlepptes Interglazial?) enthalten. Diese Sande lagern zumeist ungestört, an zahlreichen Stellen sind sie so fein geschichtet, daß es sich offenbar um Staubeckensande handelt.

Unter diesen Sanden kommt die nur wenig mächtige entkalkte untere Grundmoräne mit ihren zersetzten Geschieben zum Vorschein. An einer Stelle ist sie aufgepreßt und liegt unter dem kalkreichen oberen Geschiebemergel. Ihre Oberfläche verläuft wellig. Da die jüngeren Sande an vielen Stellen diskordant gegen die alte Grundmoräne abstoßen und sie an einer Stelle inselartig umgeben, sind diese Unregelmäßigkeiten älter, als die jüngere Vereisung. Unter der älteren Grundmoräne liegen aufgepreßte, eisenschüssig verwitterte Sande. Unter ihnen kommt nochmals eine sandig-tonige Geschiebemergelbank mit sehr stark zersetzten Geschieben zum Vorschein, darunter nochmals aufgepreßte Sande. Es ist nicht zu entscheiden, ob diese unterste Grundmoräne einer noch älteren Vereisung angehört.

So ergibt sich hier dasselbe Bild, wie in den 3 km südlich gelegenen Hasenburger Kiesgruben (VI, p. 605), bei Neetze (VI, p. 610). Immer besteht der ältere Sockel aus entkalkten Grundmoränen mit zersetzten Geschieben, unterlagert von gestörten

eisenschüssigen Sanden. Darüber lagert zuerst die Sandrformation des oberen Diluviums und als Bedeckung erscheint erst die jüngere Grundmoräne, die auch die Oberfläche bildet, soweit sie nicht durch Denudation entfernt ist.

Die neuen Aufschlüsse der bisher in Bau genommenen Strecke Lüneburg—Soltau bestätigen dieses Bild, ohne jedoch wesentlich neue Ergebnisse zu bringen.

Ferner möchte ich noch bemerken, daß am Schlusse meines Aufsatzes über die Einteilung der glazialen Ablagerungen in Norddeutschland zwei Druckfehler untergelaufen sind:

p. 517 unten heißt es Ülzen statt Ölsen, Bevensen statt Berensen. Nach Abschluß dieser Zeilen sendet mir Herr GRUPE seine Arbeit „Zur Frage der Terrassenbildungen usw." (Z. geol. Ges. 1909. p. 470 usw.) zu. In dieser weist er nach, daß die Rißvereisung in Südhannover im Leinetal bis Alfeld vordrang, dagegen das im Norden durch große Höhenrücken abgesperrte Wesergebiet bei Hameln nicht mehr überschritt. Ebenfalls beschreibt er die bis 5 m tiefe entkalkten Lösse bei Albaxen. Dadurch wird meine Bemerkung über das Fehlen eines Fixpunktes in Südhannover (**10**. p. 511) hinfällig. Im Anschluß hieran bemerke ich schon jetzt, daß meine Ansichten über die Bedeutung der Würmbühlzeit durch einige neuere Arbeiten eine erhebliche Stütze bekommen haben, wie ich seinerzeit darlegen werde.

Zum Schlusse möchte ich der Leitung der Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt auch an dieser Stelle meinen verbindlichsten Dank dafür aussprechen, daß sie mir Einblick in die Bohrkarten zu den hier besprochenen Blättern gewährte und dadurch das Zustandekommen dieser Arbeit gefördert hat.

I. OLBRICHT: Grundlinien einer Landeskunde der Lüneburger Heide. Stuttgart 1909.
II. „ Die Höhenschichtenkarte der Lüneburger Heide. PETERM. Mitt. 1910. II. Heft 3.
III. „ Schleswig-Holstein. Geogr. Zeitschr. 1909. p. 315 etc.
IV. „ Über das Klima der Postwürmzeit und die Bedeutung der Terrassen des Ilmenautales für die Erkenntnis derselben. Centralbl. f. Min. etc. 1909. p. 19.
V. „ Einige geographisch-geologische Probleme der Lüneburger Heide. Verhandlungen des XVII. deutschen Geographentages Lübeck.
VI. „ Neuere Beobachtungen in den diluvialen Schichten bei Lüneburg. Centralbl. f. Min. etc. 1910. p. 19.
VII. „ Über einige ältere Verwitterungserscheinungen in der Lüneburger Heide. Ebd. 1909. p. 22.
VIII. „ Die Exarationslandschaft. Geologische Rundschau. 1910.
IX. „ Das Diluvium in der Umgebung von Hannover. Globus 1910. p. 18.
X. „ Die Einteilung und Verbreitung der glazialen Ablagerungen in Norddeutschland. Dies. Centralbl. 1911. p. 507—517.

Mediterrane Faunenelemente in den Otoceras beds des Himalaya.

Von Dr. **C. Diener.**

In den Jahren 1908 und 1909 hat C. S. Middlemiss[1] geologische Detailuntersuchungen in den bisher nur aus den Übersichtsaufnahmen Lydekker's sehr unvollständig bekannten Gebirgsteilen von Kashmir im SO. der Hauptstadt Srinagar durchgeführt und bei dieser Gelegenheit fossilreiche Ablagerungen der unteren Trias an mehreren Orten entdeckt. Namentlich das unterste Glied der Himalaya-Trias, die *Otoceras* beds, erscheint bei der Lokalität Pastannah (Pastuni) — ca. 25 km OSO. von Srinagar, an der Grenze der Distrikte Vihi und Wular — in kaum weniger ausgezeichneter Weise entwickelt als in den klassischen Aufschlüssen am Shalshal cliff in Painkhanda. Die unterste Trias ist hier wie im Shalshal cliff in der Fazies schwarzer Kalke ausgebildet. Handstücke von beiden Lokalitäten sind einander zum Verwechseln ähnlich und bestehen oft zum überwiegenden Teile aus bald vollständig erhaltenen bald zerbrochenen Schalen von Ammoniten, insbesondere der Gattungen *Ophiceras* und *Xenodiscus*, denen gelegentlich einzelne Klappen von Bivalven der Gattung *Pseudomonotis* beigemischt sind.

Ich habe bei der Bearbeitung des von Herrn C. S. Middlemiss gesammelten Triasmaterials feststellen können, daß die weitaus überwiegende Mehrzahl der aus den *Otoceras* beds des Shalshal cliff bekannten Arten von *Ophiceras*, darunter gerade die bezeichnendsten wie *O. Sakuntala, O. medium, O. gibbosum, O. demissum, O. Chamunda, O. ptychodes, O. tibeticum*, auch im *Ophiceras*-Lager von Pastannah und zwar z. T. in beträchtlicher Individuenzahl vertreten sind. Neben *Ophiceras* spielt die Gattung *Xenodiscus* eine wichtige Rolle. Außer den bereits aus dem Himalaya beschriebenen Arten wie *X. himalayanus, X. lissarensis, X. ellipticus, X. Sitala* habe ich hier mindestens vier neue nachweisen können, daneben aber auch zwei Formen, die den von Waagen aus den Ceratitenschichten der Salt Range beschriebenen Spezies *X. rotula* und *X. ophioneus* jedenfalls außerordentlich nahe stehen. Von anderen Ammoniten sind noch eine neue Art von *Pseudosageceras* und *Vishnuites Pralambha* Dien. zu nennen. Die Gattung *Otoceras* selbst hat sich nicht gefunden. Entweder fehlt sie in Kashmir wirklich — sie ist schon in Spiti im Vergleich zum Shalshal cliff sehr selten — oder sie ist wie in Spiti auf die tiefste, wenige Zentimeter mächtige Lage der Schichten mit *Ophiceras* beschränkt, die bei Pastannah vielleicht überhaupt nicht aufgeschlossen oder der Entdeckung entgangen ist.

---

[1] C. S. Middlemiss, A revision of the Silurian-Trias-sequence in Kashmir. Records Geol. Surv. of India. **40.** 1910. Pt. 3. p. 206—260.

Während das Studium der Ammoniten des *Ophiceras*-Lagers von Pastannah nur wenig Neues geboten hat, kommt den Lamellibranchiaten ein erhebliches stratigraphisches Interesse zu. Es liegen mir ausschließlich Formen der Gattung *Pseudomonotis* vor. Sie finden sich zusammen mit den Ammoniten auf denselben Gesteinsstücken in großer Individuenzahl, doch sind gut erhaltene Exemplare, die eine sichere Bestimmung zulassen, nicht häufig. Die individuenreichsten Arten sind die schon aus Bittner's Monographie der Triasbivalven des Himalaya bekannten *Pseudomonotis Griesbachi* und *P. Paikhandana*. Zusammen mit diesen aber kommen, wenngleich sehr erheblich seltener, noch mehrere andere Spezies vor, die darum unsere besondere Aufmerksamkeit verdienen, weil sie einen Einschlag mediterraner Elemente in das sonst gerade zur Zeit der unteren Trias scharf differenzierte Indische — oder, um einen von Uhlig vorgeschlagenen Terminus festzuhalten, in das Himamalayische Faunengebiet darstellen.

Schon Bittner erwähnt in seiner oben zitierten Monographie (Palaeontologia Indica. ser. XV. Himalayan Fossils. **3**. Pt. 2, Trias Brachiopoda and Lamellibranchiata, p. 5) Bruchstücke von linken Klappen aus Kiunglung (Nitipass), die ihm eine auffallende Ähnlichkeit mit *Pseudomonotis (Claraia) aurita* Hauer zu haben schienen. Es gelang mir, aus dem Material aus dem *Ophiceras*-Lager von Pastannah zwei linke Klappen einer *Pseudomonotis* herauszupräparieren, über deren Identität mit *P. aurita* Hauer in dem von Bittner festgestellten Speziesumfang (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. **50**. 1900. p. 587) kein Zweifel bestehen kann. Die indische Art stimmt mit jener aus den Seiser Schichten der Südalpen in ihren Umrissen und in ihrer Skulptur, die aus schwachen konzentrischen Rippen oder Runzeln ohne Hinzutreten einer Radialstreifung besteht, völlig überein.

Mit dieser *Pseudomonotis* aus der Gruppe *Claraia* sind ferner eine Anzahl von radial gerippten *Pseudomonotis*-Formen vergesellschaftet, die der Gruppe *Eumorphotis* Bittner angehören. Eine der hierher gehörigen Arten stimmt auf das genaueste überein mit *P. tenuistriata* Bittner (Beiträge zur Paläontologie der triadischen Ablagerungen zentralasiatischer Hochgebirge. Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. **48**. 1898. p. 711. Taf. XV. Fig. 7) aus den Werfener Sandsteinen von Ravnau in Bokhara, die bekanntlich sehr abweichend von der indischen Untertrias in durchaus alpiner Fazies entwickelt sind. Diese fein und gleichmäßig berippten Formen werden von solchen begleitet, die der Mannigfaltigkeit ihrer Berippung entsprechend an *P. multiformis* Bittner (Versteinerungen aus den Triasablagerungen des Süd-Ussuri-Gebietes, Mém. Com. Géol. St. Pétersbourg. **7**. No. 4. p. 10. Pl. II. Fig. 11—22) angereiht werden müssen. Auch *P. multiformis* ist im roten Myophoriensandstein von Ravnau ebensowohl wie in der Untertrias

von Wladiwostok heimisch, darf also zu den mediterranen Elementen in der Untertrias von Kashmir gezählt werden. Die dritte Art endlich schließt sich der alpinen *P. austriaca* Bittner (Über *Pseudomonotis Telleri* und verwandte Arten der unteren Trias, Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. **50.** 1900. p. 573. Taf. XXII Fig. 9) außerordentlich nahe an. Sie gleicht ihr vollständig in Umriß und Skulptur und scheint lediglich in der Gestalt des vorderen Ohres unbedeutende Differenzen aufzuweisen.

Wir haben es also hier mit einem Einschlag von mediterranen Faunenelementen zu tun, die in dieser Vergesellschaftung für die Werfener Schichten der Alpen — *Pseudomonotis aurita* speziell, die nicht in die Campiler Schichten hinaufgeht, für die Seiser Schichten — leitend sind. Diese Tatsache ist für die Frage der stratigraphischen Stellung der *Otoceras* beds des Himalaya nicht ohne Bedeutung. Über diese Frage bestehen, beziehungsweise bestanden Meinungsverschiedenheiten zwischen Noetling, Frech und A. v. Krafft einerseits, E. v. Mojsisovics und mir andererseits. Schon früher habe ich in Übereinstimmung mit Bittner das Auftreten einer Bivalvenfauna von untertriadischem Habitus in den *Otoceras* beds des Himalaya als ein wichtiges Argument zugunsten eines triadischen Alters der letzteren ins Feld geführt. Dieses Argument ist durch den Nachweis einer Anzahl mediterraner Faunenelemente der Werfener Schichten in dem *Ophiceras*-Lager von Kashmir erheblich verstärkt worden. Jeder Versuch, die Grenze zwischen Perm und Trias im indischen Faunengebiet über den *Otoceras* beds zu ziehen, setzt sich in Widerspruch mit dem ausgeprägt triadischen Charakter der Bivalvenfauna in den letzteren. Diese Bivalvenfauna hat sich als eine typische Fauna der Werfener Schichten erwiesen, nicht durch das Auftreten einer einzelnen Leitform, sondern einer ganzen Gesellschaft von Lamellibranchiaten, wie sie in dieser Vergesellschaftung eben nur aus der Untertrias bekannt ist. Denn unter allen generisch bestimmbaren Bivalven aus den *Otoceras* beds ist *Pseudomonotis Painkhandana* Bittner das einzige spezifisch indische Element, das bisher in der mediterranen Trias nicht vertreten erscheint [1].

[1] Ein Versuch, den Hauptschnitt zwischen Paläozoikum und Mesozoikum entlang der Oberkante der *Otoceras* führenden Bank in Spiti zu legen, um diese für das Perm zu retten, würde nicht zum Ziele führen, weil im Shalshal cliff *Otoceras* und die bezeichnenden *Ophiceras*-Arten in derselben Bank liegen und *Otoceras* dort noch in höheren Bänken oberhalb seines Hauptlagers — auch nach Frech und Noetling — verbreitet ist.

Der Unterkiefer eines riesigen Ichthyosauriers aus dem englischen Rhät.

Von **Friedrich von Huene** in Tübingen.

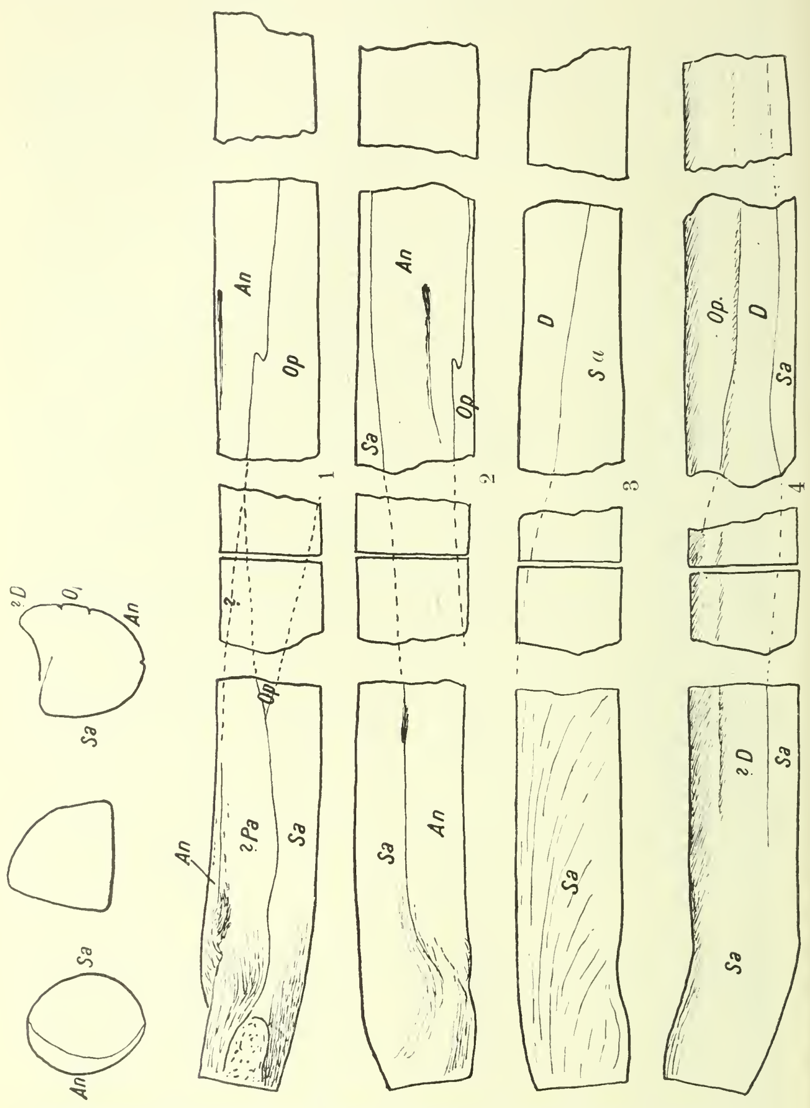
Mit 1 Textfigur.

Im Museum zu Bristol liegen seit dem Jahre 1877 Teile eines sehr großen rechten Unterkieferastes eines Ichthyosauriers aus dem rhätischen Bonebed von Aust Cliff am Severn bei Bristol. Mr. H. Bolton ließ mich in dankenswerter Weise das Stück besehen.

Der Fund besteht aus vier Stücken, von denen eines durchschnitten ist. Die vier Stücke fügen sich nicht mehr zusammen, aber sie scheinen zu einem und demselben Kieferast zu gehören. Trotz der guten Erhaltung muß man wohl annehmen, daß der Kiefer in der Richtung von unten nach oben etwas gedrückt worden ist, da er selbst im Gebiet der Hauptausdehnung des Supraangulare kaum höher ist als einen halben Meter weiter vorne. Der erhaltene Kieferteil ist mit dem Minimum der anzunehmenden Lücken zwischen den Fragmenten 1,4 m lang. Diese Teile zusammen gehören der hinteren Partie des Unterkiefers an und mit anderen Ichthyosauriern verglichen sollte man denken, daß sie weniger als die Hälfte des ganzen Kieferastes ausmachen. Das würde ein ungewöhnlich großes Tier voraussetzen. Dadurch, daß der Fund noch der Trias angehört, gewinnt er an Interesse; große Ichthyosaurus-Wirbel sind zwar bei Aust Cliff nicht besonders selten.

Das 52 cm lange hinterste Stück des Kiefers reicht bis nahe an das wirkliche Hinterende. Die hintere Bruchfläche ist poliert und zeigt eine Naht, die einen schalenförmigen Knochen abtrennt an der Unterseite, es ist das Angulare und vielleicht das Praearticulare (= Goniale) in der medialen Hälfte. Das Articulare ist nicht erhalten, wohl aber die Stelle, an der es abgefallen ist. Das Supraangulare mit nach vorn und abwärts gerichteter Faserung deckt die Außenseite, reicht aber auch über die Oberseite hinüber und wird medial noch sichtbar. In der Vorderhälfte der Oberseite ist lateral eine flach von außen her einschießende Suturfläche zu sehen, wie auch der Querschnitt zeigt. Wahrscheinlich liegt medial davon die hintere Spitze des Dentale, sie scheint vom Supraangulare umgriffen zu werden, doch sind mir an dieser Stelle die Verhältnisse nicht ganz klar geworden. Das Angulare wird hauptsächlich an der Unterseite sichtbar. Medial oberhalb demselben ist wahrscheinlich das Praearticulare zu suchen, wenigstens glaube ich streckenweise an der inneren unteren Längskante eine Sutur zu sehen. Es ist dies derjenige Knochen, den Merriam bei *Cymbospondylus petrinus* als „coronoid or praearticular" bezeichnet (Triassic Ichthyosauria 1908, p. 26, Taf. 5, Fig. 3). Am Vorderende der Medialseite ist in einem kleinen Dreieck ein beginnender Knochen sicht-

bar, ich halte ihn für das Operculare. Das nach vorn folgende Stück ist in der Mitte durchgeschnitten (10,5 und 9 cm lang).



Ichthyosaurier-Unterkiefer aus dem Rhät von Aust Cliff bei Bristol in $\frac{1}{10}$ nat. Größe; 1 von medial, 2 von unten, 3 von lateral, 4 von oben. Rechter Unterkieferast. Das hintere Stück von 1 mit Querschnitten an beiden Enden und in der Mitte. *An* = Angulare. *D* = Dentale. *Op* = Operculare. *Pa* = Praearticulare. *Sa* = Suprangulare.

Das nächste Stück ist 38 cm lang und 14 cm breit. Es zeigt medial Angulare und Operculare, das Angulare mit einem nach hinten sich öffnenden Foramen. Auf der Seite ist noch das nach vorn sich verjüngende Suprangulare und darüber oben ein schmaler Streifen Dentale sichtbar. Das Operculare reicht bis nach oben. Nach vorne folgt noch ein 17,5 cm langes Stück.

Auffallend ist der Mangel einer Verbreiterung des Kiefers in der Angulargegend, der aber wohl teilweise auf Pressung im Gestein zurückzuführen ist. Charakteristisch ist die außerordentliche Ausdehnung des Suprangulare. Auffallend erscheint ferner (falls die Beobachtung wirklich richtig ist) der lange schmale, nach hinten gerichtete Sporn des Dentale. Ein derartig gebauter Unterkiefer weicht von den jurassischen Ichthyosauriern wesentlich ab. Zähne oder Alveolen sind in dem erhaltenen Kieferteil noch nicht vorhanden. Die Gestrecktheit des Kiefers erinnert mehr an die jurassischen als die triassischen Formen, aber die relative Größe des Suprangulare (wenn auch längst nicht in dem Grade wie hier) findet sich bei *Mixosaurus* und *Merriamia* eher als bei den jüngeren Formen.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Londoner Mineralogische Gesellschaft. Sitzung am 14. November 1911 unter dem Vorsitz von Professor W. J. Lewis.

R. H. Solly: Dufrenoysit mit Seligmannit vom Binnental. In einer kleinen im August 1911 im Dolomit des Lengenbacher Steinbruchs entdeckten Druse finden sich einige wenige glänzende Kristalle von Dufrenoysit, auf Bruchflächen bedeckt mit kleinen Kristallen von Seligmannit. Messungen zweier Kristalle des ersteren haben 26 neue Formen ergeben.

H. G. Smith: Einfaches graphisches Verfahren zur Bestimmung der Auslöschungsschiefen auf Durchschnitten zweiachsiger Kristalle. Es wird ein Verfahren auseinandergesetzt, die Kristalle mit ihren Auslöschungsrichtungen auf irgend eine Ebene zu projizieren.

Dr. G. T. Prior: Über den kürzlich in Ägypten gefallenen Meteorstein. Ein Meteorit fiel am 29. Juni 1911 nahe bei dem Dorf Abdel-Malek, etwa 44 km ostsüdöstlich von Alexandria. Er hat eine glänzende, firnisähnliche Rinde und besteht in der Hauptsache aus einem grobkristallinischen Aggregat, ohne Chondren, von einem grünen Pyroxen und einem braunen eisenreichen Olivin mit nur wenig Feldspat, praktisch ohne Nickeleisen. Eine quantitative Analyse ergab, daß der Stein sehr viel Kalk enthält und daß der grüne Pyroxen mit einem hohen Gehalt

sowohl an Kalk, als auch an Eisenoxyd und Magnesia, zu etwa drei Vierteln den Stein zusammensetzt. Die Untersuchung von Dünnschliffen unter dem Mikroskop zeigte, daß der Pyroxen gewöhnlich nach (100) verzwillingt ist, daß die Auslöschungsschiefe bis 35° steigt und daß er die „Häringsknochen-Struktur" zeigt infolge der Anwesenheit feiner Zwillingslamellen nach (001).

T. Crook und S. J. Johnstone: Strüverit aus den verbündeten Malayenstaaten. Ein Mineral von zweifelhafter Identität, das während des Zinnsteinbergbaus an dem Sebantun-Fluß, Kuala Kansgar-Distrikt, Perak, gefunden worden war, erwies sich als Strüverit; es ist sehr ähnlich dem Mineral, das vor kurzem von Hess und Wells aus Süd-Dakota, U. S. A., erwähnt worden ist.

A. Hutchinson: Über die Temperatur, bei der Gips optisch einachsig wird. Eine kleine Platte von Gips, senkrecht zur spitzen Bisektrix, wurde in eine mit einem Glas bedeckte Zelle gebracht, durch die ein Wasserstrom von bestimmter Temperatur hindurchfloß; die dabei auftretenden optischen Erscheinungen wurden unter dem Mikroskop beobachtet. Die Platte wurde bei 95° C einachsig.

A. Hutchinson: Über ein Totalreflexionsdiagramm. Durch dieses Diagramm wird der Brechungsindex einer Substanz graphisch bestimmt, wenn der Grenzwinkel der Totalreflexion gegen irgend eine höher lichtbrechende Substanz gegeben ist. Wenn man die Sinusse der Winkel als Koordinaten nimmt, werden die Kurven gerade Linien.

T. Crook: Das Vorkommen von Ankerit in der Steinkohle. Die weißen kristallinischen Adern, die man häufig als Ausfüllung vertikaler Spalten in britischen Steinkohlen findet, sind Ankerit. Dolomit wurde nie angetroffen und Kalkspat ist in den untersuchten Proben selten im Verhältnis zum Ankerit.

Berichtigung.

J. **Schetelig**: Über Thortveitit. No. 23 p. 721—726. p. 724 Z. 13 v. o.: $2V_\alpha$ = ca. 80° anstatt: $2V_\alpha$ = ca. 65°.

Personalia.

Ernannt: Dr. **H. Preiswerk** zum a. o. Professor an der Universität Basel.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. Februar 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg. E. Koken, in Tübingen. Th. Liebisch in Berlin.

1912. No. 3.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.



Inhalt.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ein Membrantrümmer-Achat.

Von Raphael Ed. Liesegang.

Mit 1 Textfigur.

Läßt man einen Tropfen konzentrierte Kupfersulfatlösung in eine verdünnte Ferrocyankaliumlösung fallen, so entsteht ein nach seinem Entdecker als Traube'sche Zelle genanntes Gebilde. Der Kupfersulfattropfen umgibt sich mit einer dünnen Membran von Ferrocyankupfer. Durch diese dringt aus bekannten osmotischen Gründen Wasser ins Innere, dadurch zerreißt die Haut und an der Bruchstelle bilden sich beim erneuten Zusammentreffen der Kupferionen und der Ferrocyanionen Ersatzstücke. Trotz der Starrheit des Membranmaterials wächst also die Zelle. Hierdurch wurde die Entwicklungsmechanik jener Metallsilikatvegetationen verständlich, welche Glauber schon 1648 erhalten hatte und welche dann später besonders von Böttger studiert worden sind [1]. Glauber's „Eisenbaum" entstand dadurch, daß er ein Stückchen Eisenchlorid in eine Lösung von Kaliwasserglas warf. Die sich bildende Eisensilikatmembran leistete dasselbe wie die Ferrocyankupfermembran bei der Traube'schen Zelle.

Graber [2] hat auf die Wichtigkeit solcher Vorgänge für die Erklärung einiger geologischer Vorgänge aufmerksam gemacht. Er konnte auf diese Weise eine Synthese der sogen. Blitzröhren herbeiführen. Daß im Anfangsstadium der Achatbildung häufig derartige Membranen und Zellen entstehen könnten, machte kürzlich Liesegang wahrscheinlich [3].

Im Zusammenhang mit diesen Erklärungsversuchen bekam ein Achat aus der Sammlung des Herrn Dr. O. Reuber, Frankfurt a. M., einige Bedeutung: Auf der etwa 15 qcm großen Schliffläche der Mandel sind auf teils weißlichem, teils zart rotem Grund wirr durcheinander etwa 50 gebogene braunschwarze Striche zu sehen. Sie haben nicht das geringste mit der normalen Struktur der Achate zu tun. Ihre Breite ist $\frac{1}{2}$ mm, ihre Länge schwankt zwischen 2 und 18 mm. Meist sind sie C-förmig gebogen.

Ein im Prinzip vollkommen gleicher Effekt wurde einmal bei einem für photochemische Zwecke angestellten Versuch erzielt:

---

[1] Böttger, Jahresber. physik. Ver. Frankfurt a. M. 1865—66. p. 57.
[2] Graber, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXV. p. 487. (1908.)
[3] Liesegang, dies. Centralbl. 1911. p. 500.

Eine ziemlich konzentrierte Silbernitratlösung war in eine Gelatinelösung gegossen worden, welche durch Chlorcalciumzusatz kaltflüssig gemacht worden war. Die auch von QUINCKE, LÜPPO-CRAMER u. a.[1] studierten Traubezellen mit Chlorsilbermembranen bildeten sich hierbei in ganz besonders starker Weise aus. Sobald alles Silber gebunden war, so daß auf das Zerreißen der Membrane keine Ausfüllung der Lücken mehr folgen konnte, zerfielen sie bei der geringsten Bewegung. Wurde die Masse dann zum Erstarren gebracht und ein Schnitt hindurchgeführt, so zeigten sich die Querschnitte durch die Membranbruchstücke als Striche von der gleichen Größenordnung, der gleichen Form und vom gleichen Durcheinander wie die Striche im REUBER'schen Achat.



Membrantrümmerachat. In natürlicher Größe.

Auch die genauere Betrachtung des letzteren ergab, daß er eine ähnliche Entstehungsgeschichte gehabt haben muß. An einer Bruchstelle, welche senkrecht zur Schliffebene steht, läßt sich nämlich verfolgen, wie die Linien zuweilen in schalige Hüllen übergehen.

Während bei der Bildung der gewöhnlichen Achate eine Schwermetallösung auf dem Diffusionsweg in eine Kieselsäuregallerte eindringt[2], ist sie hier fließend vorgedrungen. Entweder war bei ihrem Hinzutritt die Kieselsäure oder das Silikat noch als Sol vorhanden oder ihr Gel war noch sehr plastisch. Dabei bildete sich eine Anzahl Traubezellen von mehreren Millimeter Durchmesser aus, deren Wandstärke bis zu $\frac{1}{2}$ mm wuchs. Aus einem wahrscheinlich mechanischen Grund erfolgte dann deren Zerstörung.

Bei oder nach dem Wabenzerfall trat eine stärkere Koagulierung der Hauptmasse der Kieselsäure ein: Das Gebilde wurde

[1] G QUINCKE, Ann. d. Phys. (4) **9**. p. 648. (1902.) — LÜPPO-CRAMER Koll. Zeitschr. **9**. p. 116. (1911.) — LIESEGANG, Phot. Almanach 1901.

[2] LIESEGANG, dies. Centralbl. 1910. p. 593.

fester. Die festen Membranfetzen blieben an der Stelle liegen, wo sie sich gerade befanden.

In dem Gel waren nachher noch einige Diffusionsvorgänge möglich, wodurch einige Andeutungen von Schichtungen parallel zu den einzelnen Membranfetzen entstanden. Aber diese bieten an sich nichts Ungewöhnliches, wenn man die Ursache der Schichtungen auf Diffusionsvorgänge zurückführt.

Neurologisches Institut Frankfurt a. M., Dir. L. Edinger.

Die Trias im östlichen Mittelgriechenland.

Von **Carl Renz.**

Wie schon öfters ausgeführt wurde, spielt die jugendliche, jungtertiäre bis quartäre Bruchbildung eine wichtige Rolle in der Ausgestaltung des heutigen Antlitzes der griechischen Gebirge, jene Bruchperiode, auf die die Entstehung der tiefen Quer- und Längsgräben, der Meeresgolfe und Inseln, der Binnenseen und Binnenebenen zurückzuführen ist. Dem Beschauer jeder beliebigen Karte Griechenlands fällt als erstes der tief in das Land eindringende korinthische Graben auf, der mit seinem ihn nach Osten fortsetzenden Gegenstück, dem Saronischen Golf, den Peloponnes vom Hauptkörper der südosteuropäischen Halbinsel abschnürt.

Durch die Korinthisch-Saronischen Golfe und einen hierzu parallel gelegenen Graben, den euboeischen Graben, der die langgestreckte Insel Euboea vom mittelgriechischen Festlande loslöst, und seine westliche Fortsetzung, den Spercheiosgraben, wird die Umgrenzung des östlichen Mittelgriechenlands geschaffen.

Eine westliche Verlängerung des Spercheiosgrabens würde auf den ambrakischen Graben (Artagraben) treffen.

Das Gebirgsland des östlichen Mittelgriechenlands wird durch einen weiteren sekundären und gleichfalls parallel verlaufenden grabenförmigen Einbruch, den Kopaisgraben, in zwei Abschnitte gegliedert. Der Kopaisgraben zweigt in der Gegend von Oropos vom euboeischen Graben ab. Sein weiterer Verlauf wird dann bestimmt durch die Niederung von Theben, das Kopaisbecken und das Mavronerotal (Kephisostal).

Das den Kopaisgraben vom euboeischen Graben trennende lokrische oder atalantische Gebirge zieht von der Katavothra bis in die Gegend von Chalkis und bildet demnach einen Keilhorst. Auch in dem Kopais-Graben selbst, der, wie gesagt, im Südosten in den euboeischen Graben übergeht, sind noch mehrfach Inselhorste, z. B. zwischen Theben und Chaeronaea, zu beobachten.

Der Parallelismus zwischen dem atalantischen Sund, dem Kopaisgraben und den isthmischen Brüchen ist daher ebenso aus-

geprägt, wie die reine West-Ostrichtung, welche die Thermopylen mit dem Spercheiosgraben (bezw. ambrakischen Graben) und den Westen des Korinthischen Golfs beherrscht. Das Ineinandergreifen der W-O und WNW—OSO-Richtung bedingt sowohl am Isthmus wie am Golf von Lamia das abwechslungsreiche landschaftliche Bild.

Vom Korinthischen Golf zweigen sich nach Osten zu noch sekundäre Gräben ab, wodurch sich am Isthmus die drei Inselhorste der Geraneia, des Karydigebirges und des Korombili—Kythaeron—Parneszuges ausbildeten, während sich im Golf von Lamia die drei Horste des atalantischen Lokris, die Westspitze von Euboea und das Othrysgebirge gegenüberstehen.

An dem Aufbau dieser durch die ebengenannte Bruchbildung gegliederten Gebirgsabschnitte nimmt, wie meine Untersuchungen ergeben haben, die Trias einen hervorragenden Anteil.

Um noch auf die bereits vorhandene Literatur kurz hinzuweisen, sei vor allem die Abhandlung A. Bittner's [1] genannt, der von den Gelehrten der österreichischen geologischen Mission der Jahre 1874—1876 die Bearbeitung der hier zu besprechenden Landschaften Mittelgriechenlands übernommen hatte. Bittner gliederte die gesamten mesozoischen Ablagerungen des östlichen Mittelgriechenlands in einen oberen und einen unteren Kreidekalk, zwischen denen eine obercretacische Schiefer-Sandsteinformation, der sogen. Macigno, eingeschaltet ist. Der Macigno kann seinerseits noch einen mittleren Kreidekalk einschließen.

Die Kalke unseres Gebietes werden von A. Bittner in der Hauptsache zu seinen oberen Kreidekalken und zum kleineren Teil zu seinen mittleren Kreidekalken gerechnet.

Einzelne Landschaften wurden später von R. Lepsius (Attika), von A. Philippson und von V. Hilber untersucht; diese Forscher hielten aber im wesentlichen an der Altersdeutung Bittner's fest. Auf die Arbeiten der Autoren vor Bittner kann ich in dieser vorläufigen Mitteilung nicht eingehen.

Wie ich schon vor längerer Zeit nachwies, sind an der Zusammensetzung des Beletsi—Parnes—Kythaeronzuges besonders helle Triaskalke beteiligt. Durch die an zahlreichen Punkten dieses Gebirges gemachten Diploporenfunde (*Diplopora porosa* Schafh., *D. annulata* Schafh., *D. herculea* Stopp.) konnte ich in ihren der Trias angehörigen Kalkmassen mitteltriadische Anteile, d. h. also Äquivalente der südalpinen Esinokalke ausscheiden. Von tieferen fossilführenden Gliedern wären hier vor allem noch die Werfener Schichten am Beletsi hervorzuheben. Die attischen Diploporenkalke und Werfener Schichten wurden schon

[1] A. Bittner, Der geologische Bau von Attika, Boeotien, Lokris und Parnassis. Denkschr. der Akad. Wiss. Wien (math.-nat. Cl.). 1880. **40**. p. 1—74.

in meinen früheren Arbeiten[1], auf die ich hiermit zugleich verweise, ausführlich beschrieben.

Die Existenz der Dyas wird in Attika paläontologisch durch schwarze Fusulinellenkalke angedeutet. Die Fusulinellenkalke sind sonst noch auf der argolischen Küsteninsel Hydra entwickelt.

Ich möchte bei dieser Gelegenheit noch den mir neuerdings in Hellas gelungenen Nachweis von Kalken mit *Doliolina* (*Neoschwagerina*) *craticulifera* Schwager erwähnen. Die auf Hydra (Pettas) angetroffene *D.* (*Neoschwagerina*) *craticulifera* Schwager ist die zweite der bisher nur noch aus Japan bekannten Foraminiferenarten der griechischen Dyas, während von den anderen Klassen die Lyttonien (*Lyttonia Richthofeni* Kayser und *L. nobilis* Waagen) beiden räumlich so weit getrennten Vorkommen gemeinsam sind. Die Beziehungen zwischen den obercarbonisch-dyadischen Foraminiferenfaunen Griechenlands und des fernen Ostens beanspruchen jedenfalls besonderes Interesse.

Das weitverbreitete Carbon wird durch obercarbonische Fusulinen- und Schwagerinenkalke (auch mit Bigenerinen u. a. *Bigenerina elegans* Möller), durch Korallen- und Crinoidengesteine gekennzeichnet.

Die am weitesten nach Westen vorgeschobenen Vorposten der Fusulinen- und Schwagerinenkalke wurden bisher auf der Nordseite des Beckens von Mazi ermittelt. Der Fusulinen- und Schwagerinenkalk bildet hier die nördlichen Kalkvorhöhen des Beckens nordöstlich von Mazi und westlich vom Kloster Hagios Meletios. Die Gegend, wo die Fusulinenkalke auftreten, heißt Meopolis; einige alte Ruinen, die als Pyrgos Mazi bezeichnet werden, machen den Fundort leicht kenntlich.

Der anstehende Fusulinenkalk wird hier vielfach durch den lockeren Schutt der die nördlichen Berghänge bildenden Kalke, sowie der obercarbonischen Schiefer und Grauwacken überdeckt. Diese weicheren Gesteine selbst stehen auch östlich der Fusulinenkalke bis Hagios Meletios an.

Es sei hierbei gleich noch erwähnt, daß in den obercarbonischen Schiefergesteinen zwischen Kawasala und Kokkini ebenfalls Einlagerungen von Crinoiden- und Fusulinenkalken auftreten; die Kammhöhe bei Kawasala besteht indessen aus grauen, vermutlich schon untercarbonischen Quarzkonglomeraten.

Die Zone der obercarbonischen Fusulinen- und Schwagerinenkalkvorkommen Attikas läßt sich somit aus der Umgebung von Kapandriti über den Beletsi und das Parnesmassiv bis in die Gegend von Kasa verfolgen. Inzwischen wurden am Beletsi, sowohl in der Richtung auf Hagios Merkurios, wie gegen die Guritzaquelle zu,

---

[1] Carl Renz, Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoicum und Paläozoicum. Jahrb. der österr. geol. R.-A. 1910. 60. Heft 3. p. 451—467. (Hier auch weitere Literatur.)

noch weitere Aufschlüsse entdeckt[1]. Der Fusulinen- und Schwagerinenkalk (gleichfalls mit Bigenerinen) zeigt zwischen Hagios Merkurios und H. Triada eine wahrhaft großartige Entfaltung, wie ich sie bisher auf griechischem Boden sonst nur noch auf der argolischen Insel Hydra in der dortigen Obercarbonzone *παναγία καὶ χριστός* — H. Konstantinos — H. Joannis gesehen habe.

Während die letzten fossilführenden Spuren des Obercarbons in westlicher Richtung zwischen Hagios Meletios und Kasa beobachtet wurden, habe ich die im Beletsi—Parneszuge gleichfalls weitverbreiteten mitteltriadischen Diploporenkalke noch auf dem Kythaerongipfel ermittelt.

Neuerdings ist es mir nun gelungen, in den mächtigen Kalkmassen des Kythaeron auch obertriadische bis rhätische Äquivalente nachzuweisen.

Die westliche Fortsetzung des Kythaeronkammes wird durch das Tal von Hagios Vasilios in zwei Rücken gegliedert. Der südliche Rücken (nördlich der Bucht von Aegosthena) entsendet seinen letzten Ausläufer bis zum Cap Germano; der nördliche, der orographisch die eigentliche Fortsetzung des Hauptkammes darstellt, endigt in der Bucht von Livadostro. Nördlich von diesem Rücken legt sich noch ein weiterer niedrigerer Rücken an, der nach Norden zu zum Tal von Livadostro abfällt. In den Kalken des letzteren Rückens habe ich auf der Route von Livadostro nach Aegosthena (südöstlich von Livadostro) deutliche große Megalodontendurchschnitte beobachtet. Dieselben Megalodontenkalke stehen auch an dem mittleren Rücken an, und zwar da, wo der Weg von Kaparelion und Kokla nach Aegosthena den Kamm des Rückens nördlich vom Tal von Hagios Vasilios umgeht. Die Größe der Megalo-

---

[1] Die obercarbonischen Schiefer und Grauwacken bilden hier den Süd- und Südwesthang des Beletsikammes und erstrecken sich von der Kronisaquelle über die Sesioquelle und Hagia Triada bis etwa halbwegs zwischen den Kapellen H. Merkurios und H. Triada. In dieser Schieferzone finden sich mehrere Einlagerungen von schwarzen Kalken, die teils außerordentlich reich an Fusulinen und Schwagerinen (nebst Crinoiden), teils aber auch frei von diesen Foraminiferen sind. Unter den Schwagerinen fielen mir besonders große Exemplare der *Schwagerina princeps* Ehr. auf. Korallen der Gattung *Lonsdaleia*, die z. T. in Stöcken auftritt, sowie Einzelkelche von *Clisiophyllum* und *Cyathophyllum* sind nicht gerade selten. Vereinzelt wurden an dem neuen Aufschluß auch Cephalopoden aufgesammelt. Schon früher hatte ich von H. Triada selbst einen *Paralegoceras* beschrieben (*Paralegoceras* [*Pericleites*] *atticum* Renz).

In entgegengesetzter Richtung verläuft die Obercarbonzone mit ihren Fusulinen- und Schwagerinenkalkeinlagerungen von der Kronisaquelle nach Norden bis in die Gegend der Guritzaquelle. Das Obercarbonband umgibt daher den triadischen Beletsigipfel fast vollständig. Eine weitere östlichere Obercarbonzone, gleichfalls mit Fusulinenkalklinsen, liegt zwischen Kiurka und der Karbatzakiquelle.

donten ist wechselnd; neben ganz großen Exemplaren wurden auch Durchschnitte von mittlerer Größe angetroffen. Ferner treten hier in den grauen, geschichteten, teilweise schon etwas kristallinen Kalken Gyroporellen auf. Bei einzelnen Exemplaren ist die Struktur noch gut erhalten und spricht für das Vorkommen der *Gyroporella vesiculifera* Gümbel. Die Blasen der Röhren sind jedenfalls deutlich wahrnehmbar. Die an diesem Aufschluß aufgesammelten Megalodonten stammen aus den über den Gyroporellen-haltigen Kalken liegenden Partien.

Auf der Nordseite der Bucht von Aegosthena stehen graue Kalke an, die gleichfalls Kalkalgen enthalten, und zwar dürfte es sich hier, wie am Kythaerongipfel, um Diploporen handeln, doch ist die Erhaltung ungünstig; die kristalline Beschaffenheit der Röhren erschwert eine genaue Bestimmung. Weiter oben am Berghang kommen auch Korallen führende Partien vor, in denen mir besonders Thecosmilien (*Thecosmilia fenestrata* Reuss) auffielen.

Die Diploporenkalke sind bis jetzt die ältesten paläontologisch festgestellten Triasbildungen des Kythaeron, es sei denn, daß rote Kalke mit spärlichen Ammoniten, die zwischen Aegosthena und Vilia, bei H. Joannis zusammen mit weicheren Gesteinen unter den Breccienkalken des Kythaeron-Südhanges aufgeschlossen sind, eventuell triadisches Alter besitzen. Habituell ähneln sie den Bulogkalken Hydras. Solange jedoch keine bestimmbaren Ammoniten vorliegen, muß ihre stratigraphische Stellung unentschieden bleiben.

Im Beletsi—Parnesmassiv, in dem die Diploporenkalke eine bedeutende Verbreitung besitzen, sind bis jetzt die obertriadischen Megalodonten- und Gyroporellenkalke des Kythaeron noch nicht nachgewiesen. Doch ist auch hier ihr Vorkommen wahrscheinlich, da ja auch jüngere Gebirgsglieder in Attika bekannt sind, wie jurassische Serpentine und Hornsteine, fossilführende Unter-[1] und Oberkreide.

Die oben beschriebenen, im wesentlichen obertriadischen Kalkmassen des westlichen Kythaerongebirges finden ihre Fortsetzung im Korombiligebirge. Auch hier treten in den grauen Kalken Megalodonten auf, so zwischen Korombiligipfel und Livadostro (Hagios Nikolaos), sowie an den Berghängen zwischen dem Dorf Xironomi und der Chaussee Dombrena—Theben. Die Megalodonten-

[1] Es sei hierbei noch erwähnt, daß ich in der Argolis, und zwar in einer langgestreckten Gesteinszone, Lygurio-Kremos-Tal von Alt-Epidauros ebenfalls Unterkreide angetroffen habe. Es handelt sich um dunkle tonige Urgonkalke mit *Toucasia carinata* Orb. Neuerdings habe ich in diesen argolischen Urgonbildungen noch Gastropoden aufgesammelt, die mit *Harpagodes* aff. *Pelagi* Brongn., der auch in Attika vorkommt, identifiziert werden können. Die Urgon-Ablagerungen Attikas und der Argolis zeigen jedenfalls dieselbe Entwicklung. Vergl. dies. Centralbl. 1911. p. 732—736.

kalke sind dort grau und ziemlich massig, jedoch immerhin noch geschichtet. Auf dem Wege von der Kalzakiquelle, nördlich unterhalb des Korombiligipfels, zu der zwischen Korombiligipfel und Xironomi gelegenen Hochmulde, wurde gleichfalls ein loses Stück grauen Kalkes mit mittelgroßen Megalodonten aufgesammelt. Bei den zwischen Korombili und Livadostro beobachteten Megalodonten handelt es sich hingegen um sehr stattliche Exemplare.

In den grauen Triaskalken zwischen Xironomi und der eben erwähnten Straße konnten außerdem (westlich Xironomi) spärliche Korallenreste, meist von Spongiomorphiden herrührend, beobachtet werden. Sicher bestimmbar sind Exemplare von *Spongiomorpha acyclica* Frech, deren Gerüst vollständig mit dem der alpinen Originalexemplare übereinstimmt. *Sp. acyclica* ist eine bezeichnende Art der alpinen Zlambachschichten und spricht demnach für Äquivalente der obernorischen Zone. Die Kalkmassen des Korombili bilden daher jedenfalls die gleichartige, wenn auch durch den Quergraben des Golfs von Livadostro unterbrochene Fortsetzung des westlichen Kythaeron.

Kalke von genau demselben Habitus herrschen weiterhin bis Dombrena und bilden ferner, soweit ich bis jetzt gesehen habe, die Hauptmasse des Helikon von Zagora. Bisweilen werden diese meist weißgrauen Kalke ziemlich kristallin. Sie besitzen in petrographischer Hinsicht große Ähnlichkeit mit den mitteltriadischen Kalken des Parnes, erinnern aber auch ebensosehr an die obertriadischen oder rhätischen Kalkmassen der ionischen Zone.

Sowohl im Kythaeron, wie im Helikon treten dolomitische Partien von meist weißer Färbung auf, so im Helikon zwischen Hagios Georgios (östlich Kukura) und der Lakka—Pulja. Die Fossilführung der Kalke des Helikon läßt sehr zu wünschen übrig. Zwischen Lakka—Pulja und dem westlichen Paralleltal von Makariotissa (am Wege von Kukura nach Makariotissa) wurden einige schlecht erhaltene Megalodontendurchschnitte beobachtet, ebenso in losen Brocken beim Kloster Makariotissa, während unterhalb von letzterem Kloster die weißgrauen, schon recht kristallinen Kalke undeutliche und daher fragliche Gyroporellen führen.

Die Grundrichtung des Streichens verläuft im allgemeinen in den eben genannten Gebirgen, wie schon Bittner angibt, von West nach Ost, doch wurden im Helikon von Zagora auch östliche und westliche Einfallrichtungen beobachtet. Im Helikon wurde sonst noch gemessen N 60 West bis W—O; im Korombiligebirge N 40—50 West und im Kythaeron W—O, N 30 West bis N 30 Ost (obs.).

Die Struktur des Gebirges ist besonders am Korombili gut wahrnehmbar. Jener Gipfel scheint, von weitem gesehen, wie das Bittner auch auf seiner Karte verzeichnet hat, eine Aufwölbung zu bilden. In der Nähe erkennt man jedoch, daß sich die ge-

schichteten Kalke des Gipfels beiderseits im Norden und Süden in Flexuren abwärts biegen[1]. Durch die Abbrüche im Osten und Westen des Gipfelkammes tritt diese Erscheinung noch klarer hervor. Besonders von der Kalzakiquelle aus (im Norden des Hauptgipfels) erscheint das tektonische Bild in voller Deutlichkeit.

Die vorherrschende west-östliche Streichrichtung dieses Gebirgsabschnittes dürfte daher vielfach auch von der Bruchbildung herrühren. Die Abhängigkeit der Berg-, Tal- und Küstenformen von den das Land in vorwiegend west-östlicher Richtung durchschneidenden jungen Bruchsystemen ist bereits oben dargelegt worden.

Die von meinen Vorgängern in der geologischen Untersuchung Griechenlands vorgenommene Zusammenfassung sämtlicher Kalke, Hornsteine und Schiefer als jüngere Kreide machte die Erkenntnis des Aufbaues der mittelgriechischen Hochgebirge unmöglich. Nachdem ich nun Jura und Trias überall in weiter Verbreitung und jüngeres Paläozoicum im ägäischen Küstengebiet mit Sicherheit nachgewiesen habe, bot der Aufbau der griechischen Hochgebirge überall neue Probleme.

Lassen sich nun die geradlinigen, vertikalen Bruchsysteme auch in den sich westlich an den Korombili und Helikon anschließenden Hochgebirgen nachweisen? Oder löst hier, wie in einem westlicheren Gebirgsabschnitt, in der Olonos—Pindoszone, das Auftreten größerer Überschiebungsdecken das Rätsel des tektonischen Aufbaues?

P a r n a ß und K i o n a stellen nach den bisherigen Untersuchungen gleichfalls Schollen- und Flexurgebirge dar. Die Kalke des Parnassischen Hochmassivs dürften nach meinen Untersuchungen in der Hauptsache der Obertrias angehören. Parnaßgipfel und die sich zwischen ihm und dem Gerontovrachos ausbreitende Karsthochfläche bestehen aus grauen, meist geschichteten Korallenkalken (mit *Thecosmilia clathrata* Emmr., *Thamnastraea rectilamellosa* Winkler, *Margarosmilia cyathophylloides* Frech, *Chaetetes* spec., *Pinacophyllum Pegasi* Renz aff. *parallelum*, *Montlivaltia marmorea* Frech, *M. gosaviensis* Frech etc.), die auch untergeordnet Gyroporellen enthalten.

Die von mir aufgesammelten Arten sprechen für rhätische oder obertriadische Kalke im allgemeinen. Megalodonten wurden am Parnaß nicht gefunden. Am Süd- wie am Nordhang des Parnaßmassivs lagern sich dann Kreideschollen an.

---

[1] Meine weitere und genauere Kenntnis der tektonischen Verhältnisse Griechenlands veranlaßt mich, auch meine frühere Anschauung über eine jungpliocäne Faltung in der ionischen Zone zu revidieren. Die pliocäne Faltung, z. B. auf Corfu und in Akarnanien, auf die ich früher einmal hingewiesen habe, erscheint mir nach neueren Untersuchungen nicht mehr sicher. Die Schichtenbiegungen des Neogens, die darauf hinzudeuten schienen, dürften lediglich auf Flexuren als Begleiterscheinungen der jungtertiären bis quartären Bruchperiode beruhen.

Soweit ich bis jetzt übersehen kann, wobei ich mich natürlich hauptsächlich an die Beschreibung Bittner's halten muß, besteht der zwischen dem Helikon von Zagora und dem Parnaßmassiv gelegene Hauptzug des Helikon, der Zug des Palaeovuno, vorwiegend aus Kreidegesteinen. Schlechtes Wetter vereitelte leider die projektierte Besteigung des Palaeovunogipfels.

Die tektonische Linie Kakosi—Kukura—Steveniku—Hagios Georgios dürfte hier eine stratigraphisch hervorragende Grenzscheide bilden, die die Triasmassen des Helikon von Zagora von den cretacischen Bildungen des Palaeovuno trennt. Die Grenze verläuft etwas östlich von Kukura bei der Kapelle Hagios Georgios vorüber, bei der noch Rudistenkalke und die sie begleitenden Schiefergesteine anstehen. In der Bruchzone selbst treten bei Kakosi, sowie auch in der Umgebung von Dombrena rote, sehr harte Knollenkalke auf, die in habitueller Hinsicht den oberliassischen roten Knollenkalken der Argolis und der ionischen Zone sehr ähnlich sind, aber bis jetzt noch keine Ammoniten geliefert haben. Jurassisch sind wohl auch die Serpentine, von denen sich Schollen und kleinere Reste sowohl in der Umgebung von Dombrena, wie am Talausgang bei Dorf H. Georgios finden. Auch an den beiderseitigen Talwänden bei Livadostro — das Tal entspricht jedenfalls einem den Golf von Livadostro verlängernden Grabenbruch zwischen Kythaeron und Korombili — haben sich Reste von Serpentin erhalten, ebenso an den Steilhängen der Küste im Nordwesten des Korombili.

Die Kreidegesteine des Palaeovuno schließen sich in ihrer faziellen Ausbildung allem Anschein nach den kretazischen Ablagerungen von Delphi—Arachowa und denen des Kionagebirgsstockes an.

Während, wie gesagt, das Parnaßmassiv im wesentlichen triadisch ist, gehört das Kionamassiv und die Hauptmasse des Katavothragebirges (Oeta) der Kreide an.

Zwischen den Kreidegesteinen der Kiona und der Katavothra erhebt sich jedoch im südöstlichen Teile des Oetastockes der langgestreckte, etwa Nord-Süd orientierte Triashorst des Xerovuni.

Auf die übrigen mesozoischen Bildungen zwischen den beiden Hochgebirgsstöcken habe ich hier nicht näher einzugehen. Wichtig für die weitere Betrachtung ist besonders die Ausbildung der Trias des Xerovunihorstes, da die außerordentlich weitverbreiteten triadischen Kalkmassen der lokrischen oder atalantischen Gebirge die gleiche Entwicklung aufweisen.

Schon im vergangenen Jahre (1910) hatte ich den Triashorst des Xerovuni auf dem Wege von Braulo über Hagia Triada nach Mavrolithari überquert, und zwar die zwischen Hagia Triada und der Kanalakiquelle (Hagios Taxiarchis) gelegene Partie. Als älteste fossilführende Bildung der triadischen Kalkmassen hatte ich Cas-

sianer Äquivalente, d. h. graue Kalke mit *Margarosmilia Zieteni* Kl. nachgewiesen [1].

Es wäre allerdings nicht ausgeschlossen, daß *Margarosmilia Zieteni* Kl. in Griechenland auch noch etwas höher hinaufgeht und zusammen mit den hier häufigen obertriadischen Korallen lebte. Eine sehr nahe verwandte Art, *Margarosmilia cyathophylloides* Frech, kommt noch in den Zlambachschichten der Alpen vor und wurde ferner von mir auch in den obertriadischen Kalken des Parnaß aufgefunden.

Die Obertrias wird gleichfalls durch Korallenkalke mit Thecosmilien, Cladophyllien, Chaetetiden und Spongiomorphiden gekennzeichnet, unter denen besonders die letzteren häufig sind. Die Obertrias ließ sich nicht weiter horizontieren; ihre Existenz konnte jedoch außerdem durch Gyroporellen (*Gyroporella vesiculifera* Gümbel) und Megalodonten festgestellt werden [1].

Vor kurzem kreuzte ich, begleitet von Herrn Prof. Frech, anläßlich einer Untersuchung des Kionagebirges noch mehrmals den Triashorst des Xerovuni, wobei wir auch noch rhätische Äquivalente, d. h. graue Brachiopodenkalke in karpathischer Fazies antrafen.

Schon früher hatte ich allerdings rhätische Korallenkalke im Parnaß und weitverbreitete rhätische Kalkmassen auf den Ionischen Inseln und im westlichen Griechenland festgestellt, und zwar in den sogen. Dachsteinkalken (Pantokratorkalken) der ionischen Zone [2]. Die in diesen obertriadischen Kalkmassen der ionischen Zone manchmal angetroffenen Megalodontendurchschnitte lassen sich für genauere Horizontbestimmungen nicht verwenden.

Von den ebenfalls spärlich vorhandenen Korallen (meist Thecos-

---

[1] Carl Renz, Neue geologische Forschungen in Griechenland. Dies. Centralbl. 1911. No. 8 p. 255—261 und No. 9 p. 289—298.

[2] Dieselbe Kalkentwicklung (mit Megalodonten, Thecosmilien etc.) besitzt ferner in der Argolis eine weite geographische Verbreitung und wurde inzwischen auch an der Basis der zentralpeloponnesischen „Tripolitzakalke“ Philippson's nachgewiesen (dies. Centralbl. 1911. p. 293). Nach meinen in den letzten Jahren angestellten Untersuchungen sind die unteren hellen Partien der Tripolitzakalkmassen Äquivalente der ionischen Dachsteinkalke, wobei allerdings noch nicht feststeht, ob die beiderseitige stratigraphische Ausdehnung dieselbe ist. Die obertriadischen Anteile sind jedenfalls im Zentralpeloponnes nachgewiesen. Es läßt sich aus der Philippson'schen geologischen Karte des Peloponnes und der zugehörigen Beschreibung unschwer herauslesen, wo nun überall im zentralen und östlichen Peloponnes die Dachsteinkalke ungefähr zu erwarten sind. Im Artemisiongebirge, d. h. also wohl im arkadisch-argolischen Grenzgebirge im allgemeinen, lagern ähnliche lichte mesozoische Kalke als Decke auf dem Flysch und den diesen Flysch unterlagernden schwarzen Nummuliten-Rudistenkalken. Bezüglich der Verbreitung der ionischen Dachsteinkalkentwicklung in der Argolis verweise ich auf meine früheren Abhandlungen. Auch die Kalke des Burgberges von Argos dürften übrigens

milien und Thamnastraeen) weist eine auf der Antinioti-Halbinsel (Hagia Katharina) auf Korfu aufgesammelte *Stylophyllopsis caespitosa* Frech auf obertriadischen Dachsteinkalk hin. Ein auf den Höhen des Megan Oros (bei Exanthia) auf Leukas aufgefundener Stock von *Phyllocoenia decussata* Reuss, also einer der häufigeren Zlambachkorallen, spricht für eine Vertretung von kalkigen Äquivalenten dieser obernorischen Bildungen.

Eine weite Verbreitung besitzen hingegen die Gyroporellen.

Sie weisen jedoch meist eine ungünstig erhaltene Struktur auf, so daß nur bisweilen typische Exemplare der *Gyroporella vesiculifera* Gümbel ausgeschieden werden konnten. Ich will hierbei nicht unerwähnt lassen, daß in Italien (Gran Sasso, Monte Gargano) ähnliche Kalkmassen mit Gyroporellen auftreten, die hier als *Gyroporella triasina* Schaur. zitiert und als rhätisch angesehen werden. In den Dachsteinkalken der ionischen Zone (und der Argolis) sind, da sie bis in den Lias hineinreichen, selbstverständlich auch rhätische Anteile enthalten und manche der hellenischen Gyroporellenkalke mögen wohl auch mit den rhätischen Gyroporellenkalken Italiens ident sein. Jedenfalls weist die Entwicklung des Lias, des Rhäts und der Obertrias der ionischen Zone und der Apenninenhalbinsel viele gemeinsame Züge auf.

Immerhin ist es interessant, daß das Rhät im Triashorst des Xerovuni (Oetagebirge) nunmehr auch in karpathischer Fazies durch einwandfreie paläontologische Beweise festgestellt werden konnte.

Die Vardussia besteht nach meinen schon im Herbst 1910 vorgenommenen Untersuchungen vorzugsweise aus Kreidegesteinen, unter denen die Rudistenkalke, wie gewöhnlich, eine große Rolle spielen. Die Kreidegesteine der Vardussia sind zu einer steilgestellten, nach Westen übergeneigten Falte aufgeworfen. Die Trias tritt auf den Gipfelhöhen der Vardussia (H. Ilias) als schmale, engbegrenzte Zone hervor. Es handelt sich auch hier wieder um die grauen Kalke der Obertrias mit Gyroporellen, Spongiomorphiden (u. a. *Spongiomorpha (Heptastylopsis) gibbosa* Frech) und *Stylophyllopsis Mojsvari* Frech, von denen die letzteren Arten für Äquivalente der Zlambachschichten sprechen würden. Habituell ähneln die Korallenkalke der Vardussia sehr den grauen Kalken des Donnerkogels.

---

hierher gehören. Ferner treten auf dem der Argolis vorgelagerten Hydra obertriadische graue Kalke auf, die das nordöstliche Drittel der Insel einnehmen. In den hydriotischen Kalken habe ich gleichfalls Zlambachkorallen angetroffen, wie *Thecosmilia fenestrata* Reuss, *Thecosmilia norica* Frech, *Th. Oppeli* Reuss, *Coccophyllum acantophorum* Frech, *Spongiomorpha acyclica* Frech, *Stylophyllopsis Mojsvari* Frech. Die obertriadischen und wohl auch noch rhätischen Kalkmassen Hydras weichen aber in der Färbung von den gleichalten Kalken der Argolis ab, die ihrerseits, wie schon erwähnt, den ionischen Habitus aufweisen.

Nachdem ich somit einen Überblick über den südlich vom Kopaisgraben gelegenen Gebirgsabschnitt gewonnen hatte, begann ich nunmehr auch mit der geologischen Aufnahme der lokrischen Gebirge, d. h. des Keilhorstes zwischen Kopaisgraben und euboeischem Graben. Die gleichen Kalke, die den Triashorst des Xerovuni zusammensetzen, nehmen in gleicher fazieller, petrographischer und faunistischer Entwicklung einen großen Anteil am Aufbau der lokrischen Gebirge oder Gebirge von Atalanti. Sie bilden die Hauptmasse des dem Xerovunihorst zunächst gelegenen Saromatagebirges und wohl zweifellos auch die kleineren, teilweise zu einem schmalen Band zusammengeschrumpften Kalkmassen, die zu den Gebirgen des Chlomos hinüberleiten. Die mächtigen Kalk- und Dolomitmassen des Chlomos gehören ebenfalls der Trias an; sie endigen mit dem Absturz des Aetolimas zum euboeischen Graben. In der epiknemidischen Küstenkette, d. h. in den Gebirgen von Karya, Agnandi (Spartias) und Golemi (ebenfalls Xerovuni genannt), treten unter den das Grundgebirge vielfach verhüllenden Neogenkonglomeraten inselartig gleichalte und auch faziell idente Kalkschollen hervor.

Das Saromatagebirge habe ich auf der Route von Braulo über Glunista, Dernitza nach Budonitza kennen gelernt. Die Hauptmasse des Gebirges besteht aus Triaskalken und einem auf der Nordseite darunter hervorkommenden weißgrauen Dolomit. Die Kalke des Gebirges zwischen Braulo und Glunista zeigen eine dunkle (schwarze und schwarzgraue) Färbung und deutliche Schichtung. Sie sind teils in dünneren, teils in dickeren Bänken abgesondert. Von Fossilien wurden in reicher Menge Spongiomorphiden ermittelt, während die übrigen Korallen der hellenischen Obertrias seltener sind.

Diese dunklen Spongiomorphidenkalke erlangen in der gleichen Entwicklung nicht nur im Saromatagebirge, sondern auch in den ganzen übrigen lokrischen Gebirgen eine weite horizontale Ausdehnung.

Die häufigste und in den Triaskalken des lokrischen Gebirgslandes stets wiederkehrende Koralle ist eine mit *Spongiomorpha (Heptastylopsis) ramosa* Frech außerordentlich nahe verwandte, teilweise wohl sogar idente Art. *Spongiomorpha (Heptastylopsis) ramosa* ist eine bezeichnende Spezies der obernorischen alpinen Zlambachschichten. In Griechenland bilden die Schichten mit dieser *Spongiomorpha* infolge ihrer weiten geographischen Verbreitung einen äußerst wichtigen Leithorizont der Obertrias. Die Spongiomorphiden kommen teilweise auch zusammen mit den Megalodonten vor.

Die Station Braulo liegt noch auf dem mächtigen quartären Schuttkegel, der das obere Mavronerotal zwischen Gravia und

Braulo erfüllt. Der Fuß des Saromatagebirges zwischen Braulo, Glunista und Dernitza wird teils von zusammengebackenem Gehängeschutt, teils von Neogenkonglomeraten umsäumt.

Zwischen Dernitza und Budonitza überschreitet der Weg die Kammhöhe des Saromatagebirges. Oberhalb Dernitza treten unter den Konglomeraten Serpentin, rote Hornsteine und flyschartige Gesteine hervor, d. h. Gesteine, die die westliche Fortsetzung des Grünsteinlandes um den Fondanafelsen bilden. Das Streichen ist im allgemeinen ein westöstliches, das Fallen wechselnd.

Nach Überquerung dieses schmalen Streifens weicherer Gesteine beginnen die Triaskalke. Die grauen oder dunkelgrauen Kalke enthalten beim Anstieg von Dernitza aus zunächst mittelgroße und große Megalodonten, die an Deutlichkeit nichts zu wünschen übrig lassen, obwohl sie nur unvollkommen ausgewittert oder nur in Durchschnitten erhalten sind. Eines der ausgewitterten Stücke meiner Sammlung dürfte, den bloßgelegten Umrissen nach zu urteilen, vielleicht von *Megalodus ampezzanus* Hoernes herrühren.

Nachdem man etwa $^1/_4$ Stunde in diesen Kalken aufwärts gestiegen ist, erscheint nochmals bei der Quelle Janula-Vrysi ein Rest wohl eingebrochenen Serpentins und roten Hornsteins. Schon vorher wurden in den grauschwarzen Kalken wieder Spongiomorphiden (*Spongiomorpha* aff. *ramosa*), sowie Cladophyllien und Thecosmilien beobachtet. In einem losen Stück glaubte ich auch Gyroporellen erkennen zu können. Diese Kalke setzen den ganzen Kamm zusammen. Das obs. Streichen ist N 60 West, bei einem Einfallen von etwa 45° nach Süd.

Der Weg führt jenseits der Paßhöhe in einem bewaldeten Tal abwärts. Der teils dünner, teils dicker geschichtete Kalk ist meist mit Gehängeschutt überdeckt, so daß der Kontakt mit dem weiter unten in der Schlucht augenscheinlich darunter hervortretenden Dolomit nicht deutlich aufgeschlossen ist. Es sei noch erwähnt, daß beim Abstieg in den schwarzen Kalken eine Lage angetroffen wurde, die vollständig aus großen, weißen, parallel übereinander geschichteten Muschelschalen besteht. Auch sonst enthält der schwarze Kalk zahlreiche Fossiltrümmer, darunter Durchschnitte kleiner Brachiopoden und Megalodonten.

Weiterhin führt der Weg bis vor Budonitza in den grauweißen, teilweise zu Asche zerfallenen Dolomiten, die in den Gebirgen um Budonitza eine große Verbreitung erlangen. Da die gleichen Dolomite auf der Südseite des Chlomosmassivs von denselben im wesentlichen obertriadischen Kalken überlagert werden, so dürften die ersteren wohl älter und vielleicht zum Teil schon mitteltriadisch sein. Es ist natürlich in diesen Schollengebirgen immer etwas gewagt, die Altersbestimmung auf die Lagerungsverhältnisse zu basieren.

In den Schuttmassen beim Ausgang der Talschlucht vor

Budonitza fanden sich massenhaft Gerölle mit den überall reichlich vertretenen Spongiomorphiden *(Spongiomorpha* aff. *ramosa)*. Die Streich- und Einfallrichtung bleibt auch jenseits des Passes dieselbe; das Saromatagebirge besteht demnach aus einer mächtigen nach Südsüdwest geneigten längsgerichteten Gebirgsscholle, die, soweit ich es überblicken konnte, aus denselben obertriadischen Kalken und tieferen Dolomiten zusammengesetzt ist, die beim Paßübergang zwischen Dernitza und Budonitza angetroffen wurden.

In dem Verbindungsstück mit dem weiter südöstlich gelegenen, gleichfalls triadischen Chlomosstock, herrschen mächtige Serpentinmassen. Da, wo ich den Serpentin oberhalb Dernitza überquert habe, scheint er auf den ersten Blick unter den Triaskalken zu liegen, wie das auch Bittner annahm. Bei genauerer Untersuchung dürfte es sich jedoch herausstellen, daß der Serpentin gegen den triadischen Kalk in der Richtung gegen den Kopaisgraben zu abgesunken ist und wohl ebenso, wie der Serpentin zwischen Mavrolithari—Guritza und dem triadischen Xerovunihorst jurassisches Alter besitzt.

Nach der Karte Bittner's setzen sich die Triaskalke des Saromatagebirges in einem zum Teil nur sehr schmalen Band bis zum Chlomos fort.

Die Hauptmasse des Chlomosstockes mit dem Hauptgipfel Hagios Ilias besteht aus denselben weißgrauen Dolomiten, die auch die Höhen bei Budonitza zusammensetzen. Der ganze Habitus des Gesteins ist in beiden Gegenden derselbe, vielfach zerfallen hier die Dolomite zu einer weißen Asche. Die weißen Schutthalden des Gebirges sind schon von weitem sichtbar. Es handelt sich natürlich, wie überall in der griechischen Trias, nicht um reine Dolomite, sondern um dolomitische Kalke mit schwankender Beimischung von Magnesiumcarbonat. An einem Punkt des Chlomosmassivs wurden oolithische Partien beobachtet; öfters weisen die Dolomite eine eigenartige Streifung auf. Ebenso ist auch das Streichen im Saromata- und im Chlomosgebirge das gleiche (obs. Streichen N 60 bis 50 West, Fallen nach SSW). Die Dolomite besitzen scheinbar eine große Mächtigkeit, doch dürften infolge von Staffelbrüchen Schichtenwiederholungen vorkommen.

Am Südabhang des Chlomosstockes gegen das breite Längstal von Exarchos zu wird der Dolomit von gleichsinnig fallenden schwarzen Kalken überlagert. Zwischen die meist ziemlich dünn geschichteten Lagen der schwarzen Kalke schieben sich massigere Bänke ein, auf deren Oberfläche sehr deutliche Megalodontendurchschnitte ausgewittert sind. Es handelt sich um mittelgroße Formen. Ferner wurden in den schwarzen Kalken noch zahlreiche kleine Fossilien, besonders auch kleine Gastropoden beobachtet, ebenso fanden sich wieder Schichten mit den parallel

aufeinanderliegenden großen Muschelschalen, wie sie schon im Profildurchschnitt Dernitza—Budonitza bemerkt wurden.

Die Megalodontenvorkommen liegen etwa auf halber Höhe des Hanges, während weiter unten am Nordrand des Exarchostales wieder die geschichteten schwarzen Spongiomorphidenkalke mit *Spongiomorpha* aff. *ramosa* anstehen. Die Struktur der Spongiomorphiden ist hier sehr deutlich und eröffnet günstige Aussichten für eine spätere paläontologische Bearbeitung dieser weitverbreiteten Triasfossilien. Daß es sich hier um eine für die Stratigraphie der griechischen Trias wichtige Gattung handelt, ergibt sich ohne weiteres aus der weiten geographischen Verbreitung dieser dunklen Spongiomorphidenkalke, deren triadisches Alter — abgesehen von der Identität oder nahen Verwandtschaft der in der Regel vorliegenden *Sp.* aff. *ramosa* mit einer typischen Zlambachform — auch noch durch ihren Zusammenhang mit den für die Trias leitenden Megalodonten-, Gyroporellen- und sonstigen Korallenkalken zweifellos feststeht.

Daß an den Nordabhängen des Exarchostales die Megalodontenkalke, ungefähr auf halber Höhe, die Spongiomorphidenkalke aber am Fuße des Abhanges angetroffen wurden, läßt auf Längsverwerfungen innerhalb der Triasmassen schließen. Diese Erscheinung zeigt sich auch bei den die Trias überlagernden weicheren Gesteinsmassen, die das Exarchostal erfüllen. Es handelt sich hier um Serpentine und die sie begleitenden meist rot oder rotgelb gefärbten Kieselgesteine, bezw. Schiefer. Daß diese Masse weicherer Gesteine hier die Kalkmassen der Trias überlagert, ist zweifellos, doch scheinen in der Grenzzone Verwerfungen aufzutreten. Der leichten Zerstörung und Erodierbarkeit dieser weichen Gesteine verdankt das Exarchostal wohl in erster Linie seine Entstehung.

Die Frage, ob hier die dunklen Kalkmassen der Obertrias in gleicher Weise wie die Dachsteinkalke der ionischen Zone und der Argolis in den Lias hinaufreichen, ist noch unentschieden.

Auf der Südseite des Exarchostales, in dem das Untergrundgestein vielfach durch Schwemmland überdeckt wird, stehen über den Gesteinen der Schiefer-Hornsteingruppe und den Serpentinen graue Rudistenkalke an. Die Rudistenkalke bilden die das Exarchostal im Süden begrenzenden Höhen. Interessant ist die Grenzzone zwischen Rudistenkalk und der unterlagernden Schiefer-Hornsteingruppe. An der Basis der Rudistenkalke stellen sich geschichtete, knollige und tonige Partien ein, aus denen sich große wohlerhaltene Stücke von Radioliten, Hippuriten etc. herauslösen lassen. Petrographisch und faunistisch absolut dieselben Bildungen kehren am Keratovuni bei Livadia wieder. Die Rudistenkalke streichen N 50 West und fallen 20—30° nach Südwest. Da sich die Streich- und Fallrichtung stets gleich bleiben, so kann

zwischen Rudistenkalk und den Gesteinen der tieferen Schieferhornsteingruppe keine Diskordanz vorhanden sein. Es wurde auch keine zwischengeschaltete Konglomeratbildung beobachtet, doch sprechen die Verhältnisse an Ort und Stelle dafür, daß es sich jedenfalls um eine scharf ausgeprägte Grenze oder wahrscheinlich sogar um eine Erosionsdiskordanz bei konkordanter Lagerung handelt.

Genau dieselben stratigraphischen und faziellen Verhältnisse herrschen im hohen Othrys[1], so in der Umgebung von Limogardi und Longitsi. In einem westlicheren Gebirgsabschnitt des hohen Othrys ändern sich die lithologischen Verhältnisse einigermaßen. Bei Hagia Marina (am Giusi) treten unter den grauen Rudistenkalken Konglomerate aus rotem Hornstein, Serpentin und grauem Kalk mit zwischengelagerten flyschartigen, graugrünen Sandsteinen und Schiefern auf, die dieselben großen Rudisten, wie die knolligen Bildungen an der Basis des Rudistenkalkes bei Exarchos enthalten. Am Giusi selbst folgen über flyschartigen Schiefern Konglomerate mit Rudisten und hierüber der eigentliche graue Rudistenkalk des Kokkali-Bergrückens. Diese Konglomerate enthalten reichlich Brocken mit Triaskorallen (*Thamnastraea rectilamellosa* Winkl., *Phyllocoenia grandissima* Frech, *Ph. decussata* Reuss., *Spongiomorpha* spec.). Da den knolligen Rudistenkalken an den klaren Aufschlüssen bei Exarchos keine Diskordanz voranging, so handelt es sich wohl auch im Othrys nur um Erosionsdiskordanzen bei konkordanter Lagerung.

An der Kiona tritt in dem deutlichen Profil des Diaselojoches innerhalb der mächtig entwickelten Kreidebildungen gleichfalls eine Konglomerateinschaltung auf, in der wiederum rote Kalkbrocken mit obertriadischen Korallen (*Thamnastraea rectilamellosa* Winkl., *Montlivaltia* spec.) vorkommen. Diese Konglomerate des Diaselojoches sind bei konkordanter Lagerung der ganzen Schichtenfolge durch eine deutliche Erosionsdiskordanz von den sie unterlagernden roten Schiefertonen geschieden und gehen nach oben in flyschartige Sandsteine über, über denen dann grauer Rudistenkalk folgt.

Es handelt sich am Diaselo-Joch um zwischengelagerte Brandungskonglomerate (Intraformational-Conglomerates), die auf eine tektonische Hebung und Senkung des Landes hinweisen.

Die Lagerungsverhältnisse in der Kiona zeigen daher ebenso, wie die guten Aufschlüsse bei Exarchos, daß im östlichen Mittelgriechenland innerhalb der Kreide- und Juraepoche keine tektonischen Diskordanzen und Faltungsbewegungen vorkommen und lassen gleiche Schlüsse für den Othrys zu.

[1] Carl Renz, Stratigraphische Untersuchungen im griechischen Mesozoicum und Paläozoicum. Jahrb. der österr. geol. R.-A. 1910. **60**. p. 538—542.

Meine weiteren Beobachtungen in dem Kreidegebiet südlich des Exarchostales haben noch ergeben, daß der Mavrovuno, ein paralleler Höhenzug zu den Höhen im Süden des Exarchostales, gleichfalls aus Rudistenkalken besteht. Durch die Erosion des breiten Tales zwischen diesen beiden Höhenzügen wird auch nochmals der tiefere Serpentin bloßgelegt. Zweifellos lagert somit der Serpentin und die ihn begleitenden Kiesel- und Schiefergesteine im Exarchostal und südlich hiervon zwischen Rudistenkalk und Obertrias. Diese weichere Schichtenserie ist demnach wohl in der Hauptsache jurassisch und zum Teil auch untercretacisch.

In der Argolis sind die Grenzen noch enger zu ziehen, hier lagert der Serpentin zwischen dem von mir paläontologisch bestimmten Oberlias und dem Kimmeridge. Ident mit den Serpentinen des Exarchostales und des südlicheren Paralleltales sind jedenfalls die schon erwähnten weitausgedehnten Serpentinvorkommen des Fondanagebirges. Welche stratigraphische Stellung die Serpentine bei Atalanti einnehmen, habe ich noch nicht untersuchen können, doch handelt es sich in Anbetracht der Schollenstruktur des Gebirges aus Wahrscheinlichkeitsgründen auch hier nur um gleichalte Vorkommen und um eine gegen die Trias heruntergebrochene Scholle.

Es wäre aber natürlich nicht ausgeschlossen, daß in Griechenland, ebenso wie in Bosnien, auch triadische Serpentine vorkommen.

Die Triasgesteine des Chlomos ziehen nach Osten weiter und endigen am euboeischen Graben.

Im Norden wird dieses langgestreckte lokrische Gebirge von den Südrändern eines weiten Neogenlandes eingesäumt.

Mesozoische Gesteine treten hierin nochmals in den Gebirgen des Xerovuni, des Spartias und von Karya hervor (den Epiknemidischen Gebirgen der Alten). Der Zusammenhang der mesozoischen Gesteine ist hier jedoch durch das vielfach überlagernde Neogenkonglomerat unterbrochen. Die Altersbestimmung der mesozoischen Sedimente wäre bei jeder der einzelnen voneinander losgelösten Gebirgsschollen für sich allein genommen nur schwer durchzuführen. Es handelt sich indessen um genau dieselben Kalke, Hornsteine, Schiefer und Serpentine, die auch den Saromata—Chlomoszug aufbauen.

Durch den Vergleich mit den benachbarten, sicher definierten Ablagerungen konnte auch die Stratigraphie der z. T. von Neogen verhüllten mesozoischen Bildungen dieser Küstenkette in befriedigender Weise geklärt werden.

Die Kalkmassen des Xerovuni, d. h. der Kalkzug nördlich Golemi, besteht aus den schwarzen, geschichteten Triaskalken, in denen gleichfalls die schon oft erwähnten Spongiomorphiden (*Spongiomorpha* aff. *ramosa*) beobachtet wurden.

Der aus dem Neogen aufragende Höhenzug südöstlich Agnandi gibt sich schon von weitem durch seine weiße Färbung als Dolomit

zu erkennen. Bei der Begehung bestätigte sich diese Beobachtung aus der Ferne; es handelt sich um denselben weißgrauen Dolomit, der auch den Chlomos aufbaut.

Der Spartias setzt sich wieder vollkommen aus den geschichteten schwarzen Triaskalken zusammen. In der Schlucht westlich von Agnandi führen die schwarzen obertriadischen Kalke reichlich Megalodonten. Es liegen meist recht kleine Durchschnitte und Schalenformen vor. Die auffallenden schwarzen Kalkpartien mit den parallel übereinanderliegenden Muschelschalen, die ich schon aus der Trias des Saromata- und Chlomosgebirges kannte, kehren hier gleichfalls wieder.

Der Triasaufschluß ist in der Schlucht westlich von Agnandi im Verhältnis zur Ausdehnung der nördlich, wie südlich hiervon gelegenen Triaskalkmassen verhältnismäßig kurz, von West und Ost dringt das Neogen in diese Schlucht ein und schnürt an dieser Stelle die Kalkmasse des Spartias ein.

Ebenso ist die Neogenbedeckung in der Umgebung von Karya dem Studium der älteren Gesteine sehr hinderlich.

Östlich Karya erhebt sich eine Kalkkuppe, die aus den schwarzen, triadischen Spongiomorphidenkalken (*Spongiomorpha* aff. *ramosa*) besteht. In den gleichen Kalken kommen vereinzelt auch noch andere Korallen vor. Die wichtigsten Aufschlüsse wurden am Wege von Karya nach Hagios Konstantinos angetroffen.

An den Hängen der Schlucht nördlich Karya stehen wiederum die schwarzgrauen Triaskalke an, allerdings handelt es sich nur um vielfach durch jüngere Gesteine unterbrochene Schollen, die staffelförmig gegen das Meer zu herabgebrochen sind. An mehreren Punkten fanden sich die schwarzen obertriadischen Spongiomorphidenkalke.

Besonders gute Exemplare der *Spongiomorpha* aff. *ramosa* mit deutlich erhaltener Struktur konnten auf der Ostseite oberhalb der Ausmündung der Schlucht aufgesammelt werden, und zwar etwa beim Ansatz des Rückens, der das Vorgebirge des Kaps Vromolimni, die Bergkuppe Guwali, mit dem rückwärtigen eigentlichen Gebirgskörper verbindet. Etwas östlich dieser obertriadischen Spongiomorphidenkalke liegt das Ikonostasion Hagios Ilias, während der verbindende Rücken Litharosirma genannt wird. Dieser Rücken wird von Serpentin und dem ihn begleitenden, hier untergeordneten Hornstein gebildet, während die Kuppe Guwali wieder aus Triaskalken besteht. In den Triaskalken des Guwali fanden sich ebenfalls Korallen (u. a. *Thamnastraea* aff. *rectilamellosa* und Spongiomorphiden). Am Westhang wird der Kalk zum Teil dolomitisch, den Südhang verkleiden dagegen gelbe und grüne plattige Kieselgesteine.

Das gegenseitige stratigraphische Verhältnis dieser Hornsteine und Kalke ließ sich mit Rücksicht auf die schollenförmige Zer-

stückelung des Gebirges ohne paläontologische Anhaltspunkte nicht entscheiden.

Äußerlich ähneln diese kieseligen Gesteine außerordentlich den Halobien- und Daonellenschichten der Argolis, der Insel Hydra und der Olonos-Pindoszone, doch blieb eifriges Suchen nach Fossilien erfolglos. Petrographisch genau dieselben Bildungen finden sich auch am Triashorst des Xerovuni (westl. H. Triada), sowie westlich von Makariotissa (im Helikon von Zagora).

Die im Südosten von Litharosirma gelegene, zum Küstensaum schroff abstürzende Kalkkuppe Kotrona besteht aus denselben dunkeln Triaskalken, landeinwärts tritt auf dem Rücken zwischen den Kapellen H. Nestoros und H. Paraskewi roter Hornsteinfels unter dem Konglomerat hervor.

Auch westlich der Karyaschlucht fällt das Kalkgebirge außerordentlich steil zu der schmalen Küstenebene ab. Unter dem Triaskalk scheint der Fernsicht nach an diesen Abstürzen weißer Dolomit hervorzukommen.

Trias und Jura weisen daher in dieser Küstenkette, d. h. dem Epiknemidischen Gebirge, wie in den lokrischen Gebirgen im allgemeinen, eine recht einförmige Entwicklung auf; immerhin ist aber die Möglichkeit gegeben, daß in dem verstürzten Schollenland der Küstenzone und überhaupt in dem ganzen Keilhorst zwischen Kopaisgraben und euboeischem Graben dereinst noch ältere und jüngere Schichtenglieder aufgefunden werden.

Für eine erschöpfende geologische Darstellung und ein abschließendes Urteil der Stratigraphie und Tektonik der hier kurz skizzierten, weit ausgedehnten ostgriechischen Gebirge ist mein Routennetz naturgemäß noch lange nicht dicht genug. Meine hier im Auszug wiedergegebenen Forschungsberichte tragen notwendigerweise den Charakter einer vorläufigen Erkundung der geologischen Verhältnisse. Ich beabsichtige jedoch, die Gebirge des östlichen Mittelgriechenlands noch weiter zu studieren und die jetzigen und künftigen Ergebnisse im Rahmen einer geologischen Gesamtdarstellung von Hellas und der nördlich angrenzenden türkischen Gebietsteile zu veröffentlichen.

Die Übersicht meiner bisherigen Resultate zeigt jedoch, daß ich wiederum weite Flächen Ostgriechenlands, die früher für Kreide gehalten worden waren, der Trias und besonders der Obertrias zuweisen konnte.

Die Hauptmasse der Kalke der lokrischen Gebirgszüge, des Helikon von Zagora und die Kalke des Korombiligebirges gehören der Obertrias (inkl. Rhät) und teilweise wohl auch der Mitteltrias an.

Es handelt sich um die kalkige Ausbildung der Trias in Form gebankter grauer und dunkler Megalodontenkalke und gleichfalls geschichteter meist schwarzer Korallenkalke, in denen be-

sonders die Spongiomorphiden eine bedeutsame Entwicklung zeigen. In tieferem Niveau treten helle Dolomite auf.

In den mächtigen Kalkmassen des Kythaeron, die ich schon früher aus der Kreide in die Mitteltrias stellte, konnten nunmehr auch obertriadische und wohl auch rhätische Äquivalente in der Ausbildung von Megalodonten- und Gyroporellenkalken bezw. Korallenkalken nachgewiesen werden. Diese jungtriadischen Kalke setzen den Kythaeronkamm nach Westen fort und bilden auch jenseits der Livadostrobucht (sekundärer Quergraben) das Korombiligebirge.

In den lokrischen Gebirgen herrscht bei einem sich gleichbleibenden SSW-Einfallen, ebenso wie im Parnaß und in der Kiona, eine ausgesprochene Schollenstruktur. Schollenbildung und Flexuren spielen auch in der Tektonik des Helikon, des Korombili und Kythaeron eine wichtige Rolle.

Diese Schollenstruktur der Gebirge erklärt sich ohne weiteres aus den schon in der Einleitung besprochenen leitenden Grundzügen der tektonischen Entstehung und heutigen Begrenzung des ostgriechischen Festlandes.

Die Vardussia, die bereits den Beginn des Überfaltungsbaues zeigt, vermittelt wohl den Übergang zu dem schon öfters charakterisierten Gebirgstypus der Olonos—Pindoszone. Nach meinen nunmehr vorliegenden Untersuchungsergebnissen in den Gebirgen des östlichen Mittelgriechenlands dürfte die Wurzelregion der Pindosdecken nicht so weit von ihrem Stirnrand entfernt sein, wie ich früher vermutete.

Athen, den 16. November 1911.

Erwiderung an Herrn W. Branca.

Von Hauptmann **W. Kranz** in Swinemünde.

Die Beleuchtung meiner „abermaligen Angriffe" durch Herrn W. Branca in dies. Centralbl. 1911. p. 356 ff. und 387 ff. verkennt in vielen Punkten in wiederum so persönlich gereizter Darstellung den Inhalt meiner Ausführungen [1] so vollkommen, daß ich eine sachliche Erledigung dieser Fragen einer Zeit überlasse, in welcher festere stratigraphische Grundlagen mit Sicherheit erkennen lassen, ob hier nicht prävulkanische Spalten den Eruptionen ihren Weg vorzeichneten.

Mit aller Entschiedenheit verwahre ich mich aber gegen den

[1] Trotz meiner ausdrücklichen Versicherung z. B., ich halte die Abhängigkeit zahlreicher Eruptionsstellen bei Urach von präexistierenden Spalten lediglich für eine Wahrscheinlichkeit, Vermutung, behauptet Branca abermals an vielen Stellen, ich hätte diese Abhängigkeit beweisen wollen.

Angriff, den Branca hierbei gegen meine ersten Ausführungen über mein Arbeitsgebiet im mittleren Vicentin[1] richtet. Hätte er die ersten Sätze dieser Arbeit gelesen, dann wäre ihm klar geworden, daß meine Angaben über die Tektonik dieses Landes nicht auf „bloßen Vermutungen", sondern auf stratigraphischen Neuaufnahmen und Kartierung 1 : 25 000 beruhen[2]. Ich denke, eine festere Grundlage für die tektonische Beurteilung eines so fossilreichen Gebiets gibt es bis heute nicht. Und wenn mir Branca hierbei „Dogma" vorwirft, so brauche ich nur auf meine tektonische Skizze (a. a. O. zu p. 268) und auf den Abschnitt „I. B. Tektonik" zu verweisen, aus welchem klar hervorgeht, daß ich an einzelnen Punkten des Gebiets nicht präexistierende, sondern post vulkanische Spalten feststellte, sowie einige Eruptionskanäle, in deren nächster Nähe keinerlei tektonische Störung an der jetzigen Erdoberfläche nachweisbar und wahrscheinlich auch nicht vorhanden war[3]. Ich möchte Herrn Branca[4] und anderen empfehlen, vor etwaigen weiteren Erörterungen die angekündigte Karte und genaue Darstellung der Geologie des Gebiets abzuwarten und meine Angaben dann an Ort und Stelle, sowie an Hand meiner stratigraphisch-paläontologischen Bestimmungen[5] nachzuprüfen. Ohne diese Grundlagen sind mir seine Einwürfe nicht maßgebend.

Auf die Ausführungen des Herrn Branca und E. Fraas über meine Darstellung des Riesproblems in dies. Centralbl. 1911. p. 450 ff. und p. 469 ff. werde ich binnen kurzem an anderer Stelle antworten[6].

Literarische Bemerkung über *Porocystis pruniformis* Cragin.

Von **Joh. Böhm.**

Die von Cragin[7] 1893 als Bryozoe beschriebenen „kugligen bis eiförmigen Körper von der Größe einer Kirsche bis zu der

---

[1] W. Kranz, Das Tertiär etc. im Vicentin. I. N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. Beil.-Bd. XXIX. p. 180 ff.

[2] Die Karte ist druckfertig, Verzögerung ihrer Herausgabe nicht meine Schuld

[3] Vergl. auch W. Kranz, Über Vulkanismus und Tektonik. N. Jahrb. f. Min. etc. 1911. Beil.-Bd. XXXI. p. 717 und 719.

[4] Vergl. Lachmann, dies. Centralbl. 1911. p. 683.

[5] Das gesamte Fossilmaterial liegt im geologiseh-paläontologischen Museum der Universität München.

[6] W. Krantz, Das Nördlinger Riesproblem. II. Jahresber. u. Mitteil. oberrhein. geol. Ver. 1912. I. Im Druck.

[7] Cragin, A contribution to the invertebrate palaeontology of the Texas Cretaceous. 4th Ann. Rep. Geol. Surv. Texas. 1893. p. 165. Taf. 24. Fig. 2—6.

einer Gartenerdbeere"[1] wurden jüngsthin von May M. Jarvis[2] einer erneuten Darstellung unterzogen und für eine „gigantische einkammerige Foraminifere" erklärt. In dieser Schrift wird weder Hill's[3] Deutungen des Fossils als *Goniolina*, *Parkeria* oder *Araucarites*-Früchten, noch der eingehenden, von vorzüglichen Abbildungen begleiteten Darstellung, welche Rauff[4] demselben widmete, Erwähnung getan. Jedoch bereits Mitte des vergangenen Jahrhunderts hat Giebel[5] dieselbe Versteinerung unter der Bezeichnung *Siphonia globularis* n. sp. in die paläontologische Literatur eingeführt, so daß die von Rauff wohl mit Recht als Kalkalge gedeuteten Körper nunmehr als *Porocystis globularis* Giebel sp. zu bezeichnen sind.

Funde fossiler Fische in dem tropischen Westafrika.

Von a. o. Prof. **Ernst Stromer**, München.

Fossilien, speziell Reste von Wirbeltieren aus dem tropischen West- und Zentralafrika gehören begreiflicherweise noch zu den größten Seltenheiten. Die ersten erwähnte wohl Lenz (Verh. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1877. p. 278—279 u. 1878. p. 151—152) aus fraglichem Tertiär von Landana in Nord-Kabinda. In neuerer Zeit mehren sich aber in erfreulicher Weise die Nachrichten, wonach jene Gebiete doch nicht so arm an derartigen Fossilien sind, als man allgemein annahm. So beschrieb Jaekel (in Esch: Beiträge zur Geologie von Kamerun. Stuttgart 1904. p. 289—291) einige Rochenzähne aus dem Tertiär von Balangi am Mungofluß (? 4° 30' n. Br.) in Kamerun und einen Fisch (Abh. preuß. geol. Landesanst. N. F. Heft 62. Berlin 1909. p. 392—398) aus wahrscheinlich untercretacischen Schichten am Mamfebach im Croß-Flußgebiet Nordkameruns, wobei er leider die von Dusén südlich davon gefundenen und von Dames (Geol. Fören. i Stockholm Förh. 1894. **16**. Hft. 1) auch als untercretacisch erklärten Fischreste des Berliner Museums für Naturkunde nicht berücksichtigte. Ferner bearbeitete Priem (Comm. Serv. géol. Portugal. T. 7 p. 74 ff. Lissabon 1907) alttertiäre marine Fischzähne aus Mossamedes und

[1] Rauff, Über *Porocystis pruniformis* Cragin (= ? *Araucarites Wardi* Hill) aus der unteren Kreide in Texas. N. Jahrb. f. Min. etc. 1895. I. p. 2.

[2] May M. Jarvis, On the fossil genus *Porocystis* Cragin. Biolog. Bull. Marine Biolog. Labor. Woods Holl, Mass. 9. 1905. p. 388—390. 6 Textfiguren.

[3] Siehe die Literatur bei Rauff (Fußnote 4).

[4] a. a. O.

[5] Giebel, Beitrag zur Paläontologie des Texanischen Kreidegebirges. Jahresber. naturw. Ver. Halle. **5**. 1852. (Berlin 1853.) p. 375. Taf. 7 Fig. 3 a.

ein Fischskelett von Loanda und ich eocäne marine Fischzähne aus Südtogo (Zeitschr. d. geol. Gesellsch. 62. Monatsber. p. 478 ff. Berlin 1910), LERICHE endlich (Compte rend. Acad. Sci. T. 151. p. 840—842. Paris 1910)? triassische Fischreste der Lualaba-Stufe aus dem Innern des Kongostaates.

Eine für mich bestimmte Sendung Kapitän MICHELL's, die ebenfalls kleine Fischreste aus dem Lualaba-Fluß bei Kibindi enthielt, ging leider verloren. Jetzt aber erhielt ich eine Gesteinsplatte voll Fischreste durch gütige Vermittlung von Herrn Prof. FELIX zur Bearbeitung. Die Bedeutung des Stücks, das Herr Missionar SCHWAB von der Mündung des Benito-Flusses in Spanisch-Guinea (etwa 1° 35′ n. Br.) ihm sandte, liegt darin, daß hier zum ersten Male Reste tertiärer Süßwasserfische aus dem tropischen Afrika vorzuliegen scheinen. Es handelt sich um einen wohlgeschichteten dunkelgrauen, sehr festen Tonschiefer mit sehr wenig Kalkgehalt, dessen angewitterte Oberfläche Mangan- und Eisenüberzüge, wie so oft in tropischen Flüssen, zeigt, und in welchem außer mehreren ziemlich in natürlichem Zusammenhang befindlichen Skeletten kleinerer Knochenfische Schädel- und Stachelreste eines mittelgroßen Welses liegen. Da das Gestein sehr hart ist und da über 200 Genera rezenter Weise unterschieden werden, in ihrem Skelett aber systematisch noch nicht durchgearbeitet sind [1], dürfte es längere Zeit anstehen, bis eine wissenschaftliche Bearbeitung der Reste erscheinen kann. Ich möchte aber jetzt schon auf die Bedeutung des offenbar fossilreichen Fundortes hinweisen und die dankenswerte Bemühung Herrn SCHWAB's hervorheben in der Hoffnung, daß noch mehr gutes Material am Benito-Fluß zu wissenschaftlicher Bearbeitung gewonnen wird.

Vorläufige Mitteilung über eine vermutlich alttertiäre Schneckenfauna aus dem Ries.

Von **Carlo H. Jooss**, Stuttgart.

In der Nähe von Amerbach im Ries wurden in vermutlich alttertiärem Süßwasserkalk Land- und Süßwasser-Gasteropoden gefunden, welche nächstens an anderen Orten ausführlich besprochen werden, über die ich jedoch, ihrer Eigenart wegen, schon jetzt an dieser Stelle kurz berichten möchte. Die einzelnen Arten sind folgende:

[1] Wie ich (N. Jahrb. f. Min. etc. 1904. I. p. 2 ff.) zu beweisen versuchte, sind bei dem jetzigen Stande der Kenntnisse die meisten fossilen Welsreste nicht einmal generisch annähernd richtig zu bestimmen. Es hindert das leider nicht, daß immer wieder isolierte Flossenstacheln mit Gattungs- und Artnamen belegt werden ohne irgendwelchen Versuch des Nachweises, daß sie überhaupt systematisch brauchbare Merkmale zeigen.

1. *Oleacina* aff. *crassicosta* Sandberger. Es fand sich ein Bruchstück einer *Oleacina*, welches sehr viel Ähnlichkeit mit der im unteroligocänen *Strophostoma*-Kalk von Arnegg bei Ulm vorkommenden *Oleacina crassicosta* Sandb. besitzt, sodaß ich dasselbe vorläufig als zu dieser Art gehörig betrachte.

2. *Zonites (Archaeozonites?) pyramidalis* n. sp. ist eine kaum mittelgroße, hohe, fast rein kegelförmige, neue Art, für welche vielleicht besser eine eigene Sektion zu errichten wäre. Bei der Spärlichkeit des Materials (2 Exemplare) sehe ich vorerst jedoch hiervon ab.

3. *Zonites (Archaeozonites) risgoviensis* n. sp. ist eine neue Art, welche dem *Z. (Archaeozonites) subverticillus* Sandb. aus dem oberen Oligocän des Mainzer Beckens und Württembergs nahesteht, bei gleicher Zahl der Umgänge (6) jedoch nur die halbe Größe des letzteren erreicht. Die typische, ungekielte Form des *Archaeozonites risgoviensis* ist durch Übergänge mit einer gekielten Form verbunden, welche ich als var. *carinata* n. var. unterscheide.

4. *Zonites (Archaeozonites)* aff. *subangulosus* (Bentz) Zieten. Es läßt sich vorerst nicht mit Sicherheit entscheiden, ob das vorliegende Bruchstück eines gekielten, größeren *Archaeozonites* wirklich zu dieser Art gehört, jedenfalls ist die Ähnlichkeit desselben mit *Archaeozonites subangulosus* eine sehr große.

5. *Palaeotachea*[1] aff. *crepidostoma* Sandberger. Es wurden zahlreiche Exemplare einer der *Helix crepidostoma* Sandb. aus dem oberen Oligocän Württembergs zwar nahestehenden, aber nicht mit ihr identischen Art gefunden. Ob dieselbe als neue Art oder vielleicht nur als Mutation von *Palaeotachea crepidostoma* aufzufassen ist, läßt sich heute noch nicht entscheiden.

Palaeotachea crepidostoma wurde früher zu *Coryda* Albers, in letzter Zeit dagegen zu *Tachea* Leach gestellt, ich halte beides für unrichtig, da *Palaeotachea crepidostoma* in Wirklichkeit bei keiner dieser beiden Gattungen direkt unterzubringen ist. Meines Erachtens stellt vielmehr *P. crepidostoma* und ihre Sippe eine früh ausgestorbene Seitenlinie unseres Tacheenstammes dar, weshalb ich für dieselbe die Gattung *Palaeotachea* n. gen. errichte.

[1] *Palaeotachea* n. gen. Gehäuse rein kegelförmig bis bauchig oder kugelig kegelförmig, aus 5—5½ mäßig gewölbten, durch seichte Nähte getrennten Umgängen bestehend, welche vom zweiten ab mit zahlreichen feinen oder kräftigeren, schiefgestellten Anwachsstreifen bedeckt sind. Letzter Umgang manchmal schwach gekielt, kurz vor der Mündung plötzlich abwärts geneigt, ca. $\frac{3}{5}$ der Gesamthöhe beanspruchend. Mündung schief gestellt, hufeisenförmig, innen gelippt, Mundränder mäßig breit nach außen umgeschlagen, unterer angedrückt. Typus: *Palaeotachea crepidostoma* Sandb. Spezies: *Palaeotachea girondica* Noulet, *P. subsoluta* Sandb., *P. bohemica* Böttger, *P. subsulcosa* Sandb., *P. rugulosa* (v. Martens) Zieten, *P. colorata* Sandb., *P. deflexa* Al. Braun, *P. hortulana* Thomae, *P. kinkelini* Böttger, *P. malleolata* Sandb.

6. *Plebecula fraasi* n. sp. Diese neue Art ist mit *P. ramondi* Brongn., welche im oberen Oligocän verbreitet ist, nahe verwandt und darf vielleicht sogar als ein direkter Nachkomme derselben aufgefaßt werden. Sie liegt mir auch aus den kreideartigen Kalken der unteren Süßwassermolasse von Talfingen bei Ulm vor und unterscheidet sich von *P. ramondi* sofort durch ihre weit geringere Größe, worin sie mehr mit *P. comatula* Sandb. aus dem oberen Oligocän Südfrankreichs übereinstimmt. Letzteres ist aber in der Skulptur deutlich verschieden. *P. fraasi* besitzt sehr viel Ähnlichkeit mit der ungefähr gleichgroßen lebenden *P. punctulata* Sowerby von Porto Santo.

Ich benenne diese Art nach dem um die geologische Erforschung des Rieses verdienten Herrn Prof. Dr. Eberhard Fraas in Stuttgart.

7. *Limnus pachygaster* Thomae wurde in einem tadellos erhaltenen, jüngeren Exemplar gefunden.

8. *Limnophysa amerbachensis* n. sp. ist eine neue Art aus der Gruppe der *L. subpalustris* Thomae aus dem oberen Untermiocän des Mainzer Beckens, welche sich von der letzteren durch schlankere Form, flachere und rascher aufgewundene Umgänge unterscheidet. *L. amerbachensis* tritt in zwei Formen, dem Typus und der schlankeren var. *gracilis* n. var., auf.

Diese neue Art wurde nach dem unweit der Fundstelle gelegenen Orte Amerbach genannt.

9. *Planorbis crassus* M. de Serres, var. *involuta* n. var. Die bei Amerbach gefundenen Stücke unterscheiden sich von den typischen Exemplaren aus dem französischen Unteroligocän durch ihre enger und tiefer eingesenkte Oberseite, weshalb ich diese Form als var. *involuta* n. var. unterscheide.

10. *Planorbis cornu* Brongn. Die typische Form fehlt bei Amerbach, es finden sich hier vielmehr die Varietäten: *subteres* Sandb. und *mantelli* Duncker, von denen die erstere aus dem Oberoligocän Württembergs bekannt ist, während die letztere im Obermiocän verbreitet ist, aber auch schon im Oberoligocän Südfrankreichs auftritt.

11. *Gyraulus cordatus* Sandb. findet sich auch im älteren Süßwasserkalk bei Amerbach, nachdem er bis jetzt nur aus dem oberen Mitteloligocän des Mainzer Beckens bekannt war.

12. *Gyraulus* aff. *spretus* Moulet. Eine dem *G. spretus* Moulet aus dem Unteroligocän Südfrankreichs sehr nahestehende Art liegt ebenfalls aus dem älteren Süßwasserkalk von Amerbach vor.

13. *Gyraulus*? sp. Eine bis jetzt nur in einem Bruchstück gefundene kleine *Planorbis*-Art ist vorerst nicht bestimmbar.

14. *Ericia schneidti* n. sp. ist ein kleineres *Cyclostoma* aus der Gruppe des *C. (Ericia) bisulcatum* Zieten, welches ich nach

dem Entdecker der Schneckenfauna der älteren Süßwasserkalke bei Amerbach, Herrn cand. rer. nat. Theodor Schneidt benenne.

Soviel sich bis jetzt aus der Schneckenfauna schließen läßt, dürften die bei Amerbach entdeckten Süßwasserkalke in den oberen Horizont, der untere Süßwasserkalk also ins oberste Oligocän zu verweisen sein.

Organische Reste aus dem Untersilur des Hüttchenberges bei Wünschendorf an der Elster.

Von **Rudolf Hundt**-Gera.

Mit 2 Textfiguren.

Die Hüttchenberge liegen am rechten Elsterufer, gleich oberhalb von Wünschendorf a. d. Elster. Der Fluß verläßt eben das altpaläozoische Schiefergebirge. Sein bis Wünschendorf enges Erosionstal, das sich erst in verhältnismäßig junger Zeit bildete,



Fig. 1. Südlicher Bruch. Aufgeschlossen oberer Quarzit des Untersilur mit eingelagerten Schieferlagen, in denen sich die Fossilien fanden. Das Kreuz gibt die Fundstelle an.

verbreitert sich unterhalb des Dorfes zu einem breiten Tale, in dem die Elster auf dem alten Seeboden von Wünschendorf bis zu dem Culmquerriegel des Zoitz- und Heersberges hinfließt. In diesen Hüttchenbergen sind Untersilurische Schichten aufgeschlossen,

die wegen ihrer Faltung bemerkenswert sind. Durch zwei Steinbrüche, die Material zur Straßenbeschotterung liefern, ist mit einer Unterbrechung in der Mitte fast der ganze Berghang vom Verwitterungsschutt freigelegt.

Im nördlichen Bruch sind die oberen Quarzite des Untersilurs zu einem Sattel aufgewölbt, der nach Südwesten einfällt. Die Quarzitbänke erreichen einzeln eine beträchtliche Mächtigkeit von über 4 m. Am nördlichen Ende dieses Bruches liegt auf diesem Quarzit der Schotter einer alten Elsterterrasse. Eine kleine Verwerfung im Süden des Bruches bewirkte ein schnelles Einfallen der Quarzitschichten, so daß ganz plötzlich der obere Schiefer des Untersilurs ansteht. Seine Schichten fallen fast senkrecht ein. Der nahezu 150 m mächtige, schwarze obere Schiefer steht entlang dem Wege bis zu dem südlichen Bruche hin an. Kurz vor ihm mündet eine kleine Schlucht aus, die vielleicht eine zweite wichtige Verwerfung verrät, denn jetzt setzt wieder der obere Quarzit ein. Er ist in dem südlichen Bruche als eine Mulde aufgeschlossen, deren nördlicher Schenkel horizontal und deren südlicher Schenkel vertikal liegt (Fig. 1). Die vertikal gestellten südlichen Schichten neigen etwas nach Nordwesten über. Den Quarzitlagen sind einzelne bis 30 cm mächtige Schieferlagen eingeschaltet.

Aus ihnen stammen folgende Problematica:

Arenicolites didyma Salter.
Silur-*Dictyodora*.
Silur-*Palaeodictyum*.
Kriechspuren von Würmern.

Arenicolites didyma Salter.

Schräg und senkrecht die Quarzitschichten und die eingelagerten Schieferschichten durchbrechend, findet man die 2 mm bis 1,5 cm starken Bohrröhren eines Wurms, der vielleicht dem *Arenicolites didyma* Salter gleichkommt. Die Querschnitte dieser problematischen Versteinerung sind teils elliptisch, teils rund. Die Verschiedenheit hat wahrscheinlich die wechselnde Druckrichtung zur Ursache gehabt. Stets finden sich zwei solcher Bohrgänge in unmittelbarer Nähe, daß sie nach unten zu hufeisenförmig umbiegen, wie es Zimmermann[1] auf Blatt Lobenstein beobachtet hat, konnte hier nicht festgestellt werden. Die Glimmerblättchen, die beim Quarzit sich stets auf einer Fläche finden, sind auf den Querschnitten des Bohrganges in erhöhter Zahl unregelmäßig verstreut. Wie Zimmermann von dem Lobensteiner Vorkommen immer von einzelnen Platten spricht, dasselbe ist auch in den Hüttchenbergen der Fall.

[1] Zimmermann, Erläuterungen zu Blatt Lobenstein. p. 23.

Silur-*Dictyodora*.

In den eingeschalteten Schieferlagen fanden sich die charakteristischen Linien der bis jetzt nur aus dem Culm bekannt gewordenen *Palaeochorda marina*, dem obersten Querschnitt von *Dictyodora Liebena* Weiss, auf den Schichtflächen in sehr großen Mengen. Gewöhnlich waren die Schieferlagen davon erfüllt und nur ausnahmsweise fanden sie sich auch auf den Quarzitschichten, dann aber weniger deutlich erhalten. Eine sehr zweifelhafte *Crossopodia Henrici*, die Basis der *Dictyodora Liebeana* Weiss, liegt vielleicht in einem Wulst vor, den man anders nicht gut deuten kann. Zimmermann, der die Culm-*Dictyodora* so eingehend beschrieben hat[1], sprach diese Vermutung aus. Er fand sich in einem den Schieferlagen dicht angelagerten Quarzite. Die Erhaltungsweise der *Dictyodora* ist dieselbe wie im Culm. Unterscheidend von ihr ist wohl nur die geringere Höhe ihres dütenförmigen Körpers, der jedoch anstehend noch nicht beobachtet werden konnte, weil das in Frage kommende Gestein sehr schwer zu erreichen ist. Zimmermann[1] macht schon einmal auf ein kleines Bruchstück dieser Silur-*Dictyodora* aufmerksam, das er bei Lössau unweit von Schleiz fand. Bis jetzt wurde nur einmal diese Silur-*Dictyodora* in vielen Exemplaren gefunden, weil der Steinbruchsbetrieb die führende Schicht gerade angeschnitten hatte. Die schönsten Belegstücke sind im Städtischen Museum zu Gera, dessen Kustus Rektor Auerbach unermüdlich in der Ausbeute war, aufbewahrt.

Silur-*Palaeodictyum*.

Ein wurmartiges Problematicum liegt noch aus diesem Schiefer vor, das sich aber bis jetzt nur in sehr wenigen Exemplaren zeigte. Aus dem Silur ist es überhaupt noch nicht bekannt geworden. Gümbel unterscheidet im Culm, wo es sich als Begleiter der *Dictyodora* findet, mehrere Spezies, die von Zimmermann in den Erläuterungen zu Blatt Lobenstein p. 49 erwähnt werden. Wie es scheint, ist dieses Problematikum auch im Untersilur Begleiterin der *Dictyodora*. Die Fragezeichen ähnlichen, glänzenden, daher sich vom Schiefer gut abhebenden Fossilien, sind aber viel seltener als *Arenicolites didyma* Salt. und Silur-*Dictyodora*. Sie durchdringen das Gestein nicht und lagern auf den Schichtflächen.

Kriechspuren von Würmern.

Bis jetzt nur in dem den Schiefern anliegenden Quarziten bemerkte ich Kriechspuren von Würmern, die beim ersten Anblick *Palaeochorda*-Querschnitte zu sein scheinten. Weil sie aber nicht die Schichtung durchsetzten und der Gegendruck sich als Haut-

[1] Zimmermann, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. **54**. 1902. p. 308.

relief von der Schichtfläche abhebt, wird man wohl die Kriechspur unbekannter Würmer vor sich haben. An den zwei vollständigen Exemplaren fallen jedesmal die sechs übereinstimmenden Windungen auf. Das dritte, nicht vollständig erhaltene Exemplar, läßt ebensoviele Windungen vermuten. Ein und derselbe Wurm muß diese Spuren kriechend erzeugt haben. Es fanden sich bis jetzt die drei erwähnten Stücke.

Die im Quarzit wohlerhaltenen Wellenfurchen (Fig. 2) deuten auf gering tiefe See hin. Auch die beschriebenen Versteinerungen

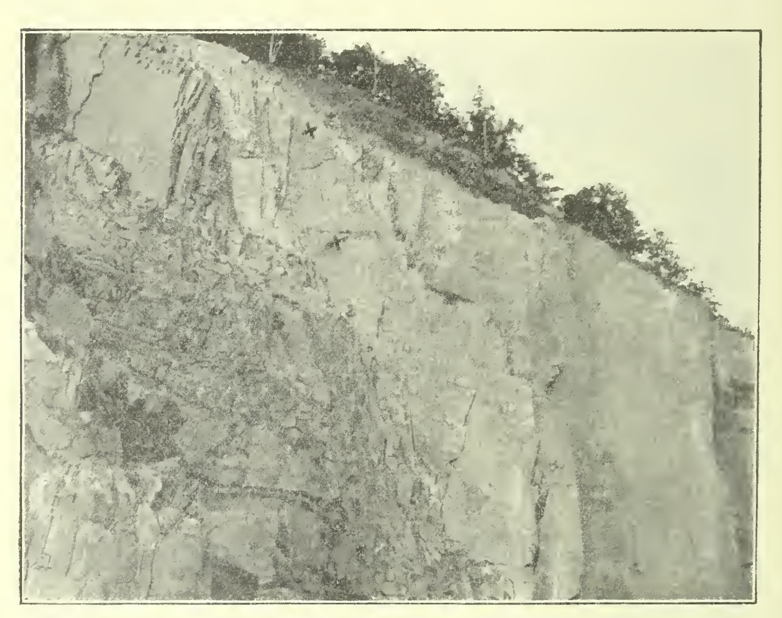


Fig. 2. Südseite des südlichen Bruches. Die durch Kreuze gekennzeichnete Stelle zeigt ganze Flächen von Wellenfurchen.

lassen eine solche See vermuten, die manchmal vielleicht sogar so weit zurückging, daß man trockenes Land vor sich hatte. In dem feuchten Sand dieses Untersilurischen Strandes krochen diese Würmer dahin. Ihr Körper enthielt keine harten Bestandteile, die der Nachwelt erhalten bleiben konnten, so blieb nichts weiter übrig als die Spur im Sande, die, mit frischem Sand zugeworfen, sich genau so konservierte. In diesem feuchten Schlamme scheinen die Würmer gelebt zu haben, von denen wir die Bohrgänge des *Arenicolites didyma* Salter und die Kriechspuren haben, weil sie sich fast nur im Quarzit erhalten haben. Die tiefere See, jedoch nicht die tiefste, belebten die Silur-*Dictyodora* und das Silur-*Palaeodictyum*. Es enthalten diese Untersilurschichten eine ganz

interessante Fauna, deren Vertreter sich noch vermehren werden, wenn der Fundstelle genügend Beachtung geschenkt wird.

Diese Wellenfurchen und die erhaltenen Kriechspuren erinnern an die Bundsandsteinformation hinsichtlich ihrer Entstehung. Die Fauna dagegen hat manches mit dem Ostthüringer Culm gemeinsam. Treten uns auch nur Problematica entgegen, so muß man bei den Ostthüringer Verhältnissen schon damit zufrieden sein, wo alle Lebewesen durch die varistische Emporfaltung vernichtet zu sein scheinen.

Alle erwähnten Fossilien sind in meiner Sammlung einzusehen, die im Städtischen Museum zu Gera Aufstellung gefunden hat. Herrn Amtsrichter A. Bogenhard in Gera verdanke ich die photographischen Aufnahmen, für die ihm auch an dieser Stelle Dank gesagt sei.

Besprechungen.

Joseph. P. Iddings: Rocks Minerals. Their Chemical and Physical Characters and their Determination in Thin Sections. Zweite Auflage. New York 1911. XII + 617 p. Mit 500 Figuren und einer farbigen Tafel.

In 1906 ist die erste Auflage dieses ausgezeichneten Lehrbuches erschienen und wurde in dies. Centralbl. 1907. p. 729 besprochen. Im allgemeinen Teile der vorliegenden Auflage, welcher nur um zwei Seiten erweitert wurde, ist sehr wenig geändert worden. Der spezielle Teil ist jedoch durch 57 Seiten verstärkt, indem achtzig nicht häufig vorkommende Mineralien, welche nicht in der ersten Auflage beschrieben wurden, beigefügt sind. Diese Mineralien sind solche, welche besonders in Pegmatiten, als Erze, und in metamorphischen und sedimentären Gesteinen zu beobachten sind.

E. H. Kraus.

F. N. Guild: The Mineralogy of Arizona. Easton, Pa. 1910. 103 p.

Dies ist eine knappe Zusammenstellung der verschiedenen Mineralien, welche im Staate Arizona vorkommen. Die Mineralien sind nach der Dana'schen Klassifikation angeordnet und die Beschreibungen behandeln die Arten des Vorkommens, die Begleiter und die chemische Zusammensetzung der einzelnen Mineralien. Die Meteoriten von Tuscon, Canon Diablo und ven Weaver werden auch kurz erwähnt. **E. H. Kraus.**

W. Kranz: Zur Entstehung des Buntsandsteins. Erwägungen über das nördliche Alpenvorland, Vulkanismus und Geotektonik. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 1906. p. 104—112.

Gegenüber den Beiträgen zur Geologie der westlichen Mittelmeerländer von Tornquist (N. Jahrb. f. Min. etc. 1905. Beil.-Bd. XX. p. 492 ff.) wird an der Wüstentheorie für die Buntsandsteinbildung festgehalten. Verfasser nimmt an, daß Vogesen und Schwarzwald noch im Miocän von einem etwa 300 m mächtigen Mantel hauptsächlich triassischer Gesteine verhüllt waren, hat sich aber durch seine neueren Untersuchungen bei Rufach (N. Jahrb. f. Min. etc. 1908. Beil.-Bd. XXVI. p. 61) überzeugt, daß bereits im Oligocän größere kristalline Massen bloßgelegt waren. Der Meeresspiegel stand wahrscheinlich zur Jurazeit etwa 2 km höher als heute, der Erdradius wäre dann um ebensoviel zusammengeschrumpft. Unter der äußeren Erdschale bildeten sich beim Zusammenziehen des Kerns gewaltige Hohlräume, in deren Wölbungen die Spannungen derart wuchsen, daß einzelne angrenzende Widerlager nicht mehr standhalten konnten und unter Rissen und Sprüngen gefaltet wurden. Die Gewölbeteile folgen nun der Schwerkraft und brechen senkrecht hinab, so z. B. das südliche Alpenvorland, dieses ganz langsam während der Zeit vom Rotliegenden bis jetzt, während Tornquist (l. c.) ein Empordrücken der vindelizischen Masse durch eruptive Nachschübe vermutet. — An tektonischen Spalten und Brüchen dringt Magma empor, entweder als Stratovulkan oder Decke bis zur Erdoberfläche, oder als Gang, Lakkolith bezw. peripherischer Herd nicht bis zur Oberfläche. Wenn die Decke über peripherischen Herden einbricht, so vermehrt sich der Druck auf das Magma derart, daß von den hochgespannten Gasen die Decke mit Explosionsröhren durchschlagen wird und Vulkanembryone oder Gruppenvulkane entstehen, auch in scheinbar ungestörten Gegenden. So erklären sich z. B. die Maare der Alb, hervorgerufen durch die Fortsetzung des Absinkens süddeutschen Landes beim Nachlassen der Gewölbespannungen im unmittelbaren Gefolge der obermiocänen Hauptalpenfaltung. Dementsprechend wird zwischen der Aufrichtung der Alpen und dem Einbruch ihres nördlichen Vorlandes ein ursächlicher Zusammenhang behauptet. (Vergl. auch dies. Centralbl. 1908. p. 562 ff.) Hauptmann **W. Kranz.**

Personalia.

Habilitiert: Dr. **E. Dacqué** als Privatdozent für Paläogeographie an der Universität München.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. Februar 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg. E. Koken, in Tübingen. Th. Liebisch in Berlin.

1912. No. 4.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Zur Erniedrigung des Schmelzpunktes durch einseitigen Zug oder Druck.

Von **Eduard Riecke** in Göttingen.

Mit 1 Textfigur.

Durch einen Vortrag meines verehrten Kollegen Mügge[1] in der Göttinger Gesellschaft der Wissenschaften habe ich Näheres über die Anwendung erfahren, welche ein von mir aufgestellter thermodynamischer Satz[2] in der Lehre von der Gesteinsbildung erfahren hat. Ich werde dadurch zu den folgenden Bemerkungen über die Voraussetzungen veranlaßt, auf welchen die Ableitung jenes Satzes beruht.

Ich habe mich in meiner Darstellung an den speziellen Fall des Eises gehalten. Nehmen wir zunächst an, der Zustand des Eises hänge nur ab von Temperatur und Druck. Dann ist das Gleichgewicht zwischen Eis und Wasser nur möglich, wenn zwischen Druck und Temperatur eine ganz bestimmte Relation erfüllt ist. Denken wir uns ein Stück Eis umgeben von Wasser in einem Gefäße eingeschlossen, so daß Druck und Volumen innerhalb gewisser Grenzen verändert werden können. Bei einem bestimmten Drucke p und der entsprechenden Temperatur T sei Gleichgewicht vorhanden. Das ganze Gefäß sei umgeben von einer für die Wärme nicht durchlässigen Hülle. Wird nun der Druck erhöht auf $p + dp$, so schmilzt eine gewisse Menge Eis. Die dazu nötige Wärmemenge wird dem Inhalte des Gefäßes selber entzogen, und es schmilzt so viel Eis, bis bei der neuen Temperatur $T - dT$ und dem Drucke $p + dp$ abermals Gleichgewicht zwischen Eis und Wasser vorhanden ist. Nun werde der Druck wieder erniedrigt auf p, dann gefriert dieselbe Masse Wasser, welche sich zuvor durch Schmelzen gebildet hatte, und die Temperatur steigt wieder auf T. Die Veränderung ist also wieder vollkommen zurückgegangen, der Prozeß ist ein umkehrbarer, und nur unter dieser Voraussetzung ergeben sich die bekannten Gesetze für jene Umwandlung. Man könnte gegen die vollkommene Umkehrbarkeit

[1] O. Mügge, Über metamorphische Prozesse in den kristallinen Schiefern. Nachr. Ges. d. Wiss. Geschäftl. Mitt. Göttingen 1911. 21 p.

[2] E. Riecke, Nachr. d. Ges. d. Wiss. Göttingen 1894. p. 278.

des Prozesses den folgenden Einwand erheben. Die thermodynamischen Prinzipien sagen darüber gar nichts aus, an welcher Stelle des vorhandenen Eisstückes die wieder kristallisierenden Wasserteilchen sich anlegen. Es wäre nun denkbar, daß irgendwo im Innern des Gefäßes ein Kristallisationskeim vorhanden wäre; dann könnten jene Wasserteilchen an einem von der vorhandenen Eismasse ganz getrennten Orte auskristallisieren. Wenn man also auch den festen Körpern eine Oberflächenenergie zuschreibt, so würde die ursprüngliche Oberflächenenergie bei dem rückläufigen Prozesse nicht wiederhergestellt werden. Der Prozeß wäre in Hinsicht auf die Oberflächenenergie nicht unbedingt umkehrbar. Die Voraussetzung der Umkehrbarkeit gilt allgemein nur dann, wenn die Oberflächenenergie vernachlässigt wird.

Ähnlich liegen die Verhältnisse in dem von mir behandelten Falle; daß außer dem allseitig gleichen Drucke p noch ein einseitiger Druck Z_t (kg-Gewichte pro qcm) ausgeübt wird. Wir wollen uns wieder das Eisprisma samt dem umgebenden Wasser in eine für die Wärme nicht durchlässige Hülle eingeschlossen denken. Bei dem allseitig gleichen Drucke p und der Temperatur T sei Gleichgewicht zwischen Eis und Wasser vorhanden. Nun werde auf zwei gegenüberliegende Seiten des als isotrop betrachteten Prismas ein einseitiger Druck Z_t ausgeübt. Man kann sich das etwa so ausgeführt denken, daß man das Prisma mit seiner unteren Fläche auf den Boden des Gefäßes aufsetzt und auf seine obere Fläche ein Gewicht wirken läßt, welches gleichfalls prismatische Form besitzt, und dessen Querschnitt gleich dem Querschnitt des Eisprismas ist. Durch den einseitigen Druck kommt das Eisprisma in einen Zustand von anderer physikalischer Beschaffenheit als Eis unter allseitig gleichem Druck. Das einseitig gepreßte Eis ist mit dem umgebenden Wasser bei einer anderen Temperatur im Gleichgewicht, als das unter allseitig gleichem Druck stehende. Der Schmelzpunkt wird durch den einseitigen Druck noch weiter erniedrigt. Daß eine solche Erniedrigung wirklich vorhanden ist, ergibt sich aus einem bekannten Versuche. Wenn man über einen Eisblock eine mit Gewichten belastete Drahtschlinge legt, so schmilzt das Eis unter dem Drahte und gefriert wieder an den von Druck freien Stellen über dem Draht. Freilich sind die Druckverhältnisse in diesem Falle viel komplizierter als in dem von mir untersuchten. In dem letzteren wird vorausgesetzt, daß der einseitige Druck in allen Teilen des Prismas derselbe sei. Das Eisprisma bleibt dann ein homogener Körper, nur sind die Molekularentfernungen in der Richtung des Druckes verkleinert, aber alle im gleichen Maße. Das Verhältnis zwischen einem Eisprisma, das unter allseitig gleichem Drucke steht, und zwischen einem einseitig gepreßten Prisma ist ein ähnliches, wie das zwischen zwei verschiedenen Phasen eines Systems. Das Besondere ist nur das, daß Eis und

einseitig gepreßtes Eis nie miteinander im Gleichgewicht sein können. In einem und demselben mit Wasser gefüllten Gefäße mögen zwei Eisprismen bei allseitig gleichem Drucke mit dem Wasser im Gleichgewichte sich befinden. Wird nun das eine einem einseitigen Drucke unterworfen, so wird sein Schmelzpunkt erniedrigt, es schmilzt eine gewisse Menge Eis ab; dieselbe Menge wird an dem anderen Prisma wieder auskristallisieren. Der Prozeß wird so lange fortgehen, bis das gepreßte Prisma ganz verschwunden ist. Bezeichnen wir das allseitig gleich gedrückte Eis als Phase A, das einseitig gepreßte als Phase B, das flüssige Wasser als Phase C, so kann zwischen B und C Gleichgewicht nur bestehen, so lange auch nicht eine Spur von A zugegen ist. Wir müssen also diese Möglichkeit von vornherein ausschließen, wenn es sich um die Untersuchung des Gleichgewichtes zwischen B und C handelt. Es sei nun unter dieser Voraussetzung zunächst bei dem allseitig gleichen Drucke p und der Temperatur T Gleichgewicht vorhanden. Dann werde das Prisma durch Aufsetzen des Gewichtes dem einseitigen Drucke Z_t unterworfen. Der Schmelzpunkt sinkt auf $T - \vartheta$-Grade, und das Eisprisma setzt sich bei der neuen Temperatur $T - \vartheta$ mit dem umgebenden Wasser ins Gleichgewicht. Es schmilzt eine gewisse Menge Eis, und die dazu erforderliche Wärmemenge wird abgegeben von dem um ϑ-Grade abgekühlten gesamten Inhalt des Gefäßes. Wird nun der einseitige Druck wieder aufgehoben, so kristallisiert die abgeschmolzene Eismenge wieder aus und der Zustand des Eises ist dann wieder derselbe wie am Anfang des Versuches. Dabei wird aber wiederum vorausgesetzt, daß in den Verhältnissen der Oberflächenenergie keine Änderung eingetreten ist, oder daß der Einfluß dieser Veränderung vernachlässigt werden könne. Um diese Voraussetzung zu prüfen, werden wir den Vorgang des Schmelzens und Wiederkristallisierens etwas eingehender betrachten müssen.

Die Erniedrigung des Schmelzpunktes durch den einseitigen Druck ist gegeben durch:

1. $$\vartheta = \alpha \,.\, Z_t^{\,2}.$$

Hier ist:

$$\alpha = 0{,}00036,$$

wenn der Druck in kg-Gew. pro qcm ausgedrückt wird. Die neue Schmelztemperatur selber ist gegeben durch $T - \vartheta$. Es muß darauf aufmerksam gemacht werden, daß dieses Z_t nicht identisch ist mit dem Anfangsdrucke Z_t^0, der beim Beginn des Versuches vorhanden war. Denn durch das Abschmelzen verringert sich der Querschnitt des Eisprismas, und dadurch wächst der auf das qcm wirkende Druck. Es entsteht also die Aufgabe, aus dem Anfangswerte Z_t^0 den Endwert Z_t und die zugehörige Temperaturerniedrigung ϑ zu berechnen. Das kann in folgender Weise geschehen.

Die Kantenlängen des Prismas seien a, b, c, sein Volumen

$$v = a\,b\,c.$$

Der Druck Z_t^0 werde in der schon angegebenen Weise dadurch erzeugt, daß auf die Endfläche b c des Prismas ein Gewicht P aufgesetzt wird. Dann ist:

$$Z_t^0 = \frac{P}{b\,.\,c}.$$

Mit Bezug auf den Vorgang des Abschmelzens machen wir die Annahme, daß es auf den freien Seitenflächen des Prismas gleichmäßig vor sich gehe. δ bezeichne die Dicke der abschmelzenden Schichte; ihr Volumen ist dann gegeben durch

$$v - v' = a\,b\,c - a\,(b - 2\,\delta)\,(c - 2\,\delta),$$

ihr Gewicht durch

$$\varrho\,(v - v'),$$

wenn ϱ das spezifische Gewicht des Eises bezeichnet. Die zum Schmelzen erforderliche Wärmemenge ist gleich

$$\varrho\,(v - v')\,Q,$$

wenn Q die Schmelzwärme des Eises ist. Nach dem Abschmelzen befinden sich Eis und Wasser auf der niedrigeren Temperatur $T - \vartheta$; sie haben also zusammengenommen eine Wärmemenge verloren, welche gegeben ist durch

$$s\,\varrho\,v'\,\vartheta + w\,\vartheta.$$

Hier bezeichnet s die spezifische Wärme des Eises und w die Menge des flüssigen Wassers; seine spezifische Wärme ist gleich 1 gesetzt. Da beide Wärmemengen einander gleich sein müssen, so ergibt sich

$$\varrho\,(v - v')\,Q = s\,\varrho\,v'\,\vartheta + w\,\vartheta.$$

Daraus folgt:

$$2. \qquad v' = \frac{\varrho\,v\,Q - w\,\vartheta}{\varrho\,(Q + s\,\vartheta)} = a\,(b - 2\,\delta)\,(c - 2\,\delta).$$

Eine Gleichung zur Bestimmung von δ als Funktion von ϑ.

Der nach Verringerung des Prismenquerschnittes ausgeübte Druck hat den Wert:

$$Z_t = \frac{P}{(b - 2\,\delta)\,(c - 2\,\delta)}.$$

Somit besteht die Beziehung

$$3. \qquad Z_t = Z_t^0\,\frac{b\,c}{(b - 2\,\delta)\,(c - 2\,\delta)}.$$

Setzen wir den Wert von δ aus Gleichung 2 ein in Gleichung 3, so ergibt sich eine Beziehung zwischen Z_t und ϑ. Eine zweite solche Beziehung ist gegeben durch Gleichung 1; beide Gleichungen zusammen bestimmen die gesuchten Größen ϑ und Z_t.

Die weitere Behandlung der Gleichungen führen wir nur aus unter der Voraussetzung, daß die Dicke der abschmelzenden Schichte klein sei gegen die ursprünglichen Dimensionen des Prismas. Dann ergibt sich:

$$v' = v - 2a(b + c)\,\delta,$$

oder, wenn wir die freie Oberfläche des Prismas in seiner ursprünglichen Gestalt mit O bezeichnen,

$$v' = v - O\,\delta.$$

Setzen wir diesen Wert ein in Gleichung 2, so ergibt sich:

$$O\,\delta = \frac{s\,\varrho\,v\,\vartheta + w\,\vartheta}{\varrho\,(Q + s\,\vartheta)}.$$

$\varrho \cdot v$ ist das ursprüngliche Gewicht des Eisprismas, das mit m bezeichnet werden möge. Wir erhalten dann:

$$O\,\delta = \frac{m\left(s + \frac{w}{m}\right)}{\varrho\,(Q + s\,\vartheta)}\,\vartheta,$$

oder

$$4. \qquad \delta = \frac{v}{O} \cdot \frac{s + \frac{w}{m}}{Q + s\,\vartheta}\,\vartheta.$$

Setzen wir hier für ϑ seinen Wert aus Gleichung 1, so folgt:

$$5. \qquad \delta = \frac{\alpha}{Q + s\,\vartheta}\,\frac{v}{O}\left(s + \frac{w}{m}\right) Z_t^2.$$

Nun ist $Q = 80$, $s = 1/2$; da die Temperaturerniedrigung ϑ sehr klein ist, so können wir s gegen Q vernachlässigen und erhalten dann, wenn wir gleichzeitig für α seinen Wert einsetzen:

$$\delta = 4{,}5 \times 10^{-6}\,\frac{v}{O}\left(s + \frac{w}{m}\right) Z_t^2.$$

Wir wollen nun den Fall betrachten, daß das Eisprisma die Gestalt eines Würfels mit der Kantenlänge a besitzt. Dann ist:

$$v/O = a/4$$

und

$$6. \qquad \frac{\delta}{a} = 1{,}12 \times 10^{-6}\left(\frac{w}{m} + \frac{1}{2}\right) Z_t^2.$$

Der Ausdruck $w/m + 1/2$ würde einen größeren Wert nur erreichen, wenn die Masse des Eises sehr klein wäre gegen die des flüssigen Wassers. Schließen wir diesen Fall aus, so würde δ/a noch immer klein sein, selbst wenn der Druck Z_t auf 100 kg-Gew. pro qcm stiege. Setzen wir dies voraus, so können wir nun den Wert von δ einsetzen in Gleichung 3; diese kommt für kleine Werte von δ auf die Form:

$$Z_t\left\{1 - 2\,\frac{b + c}{b\,c}\,\delta\right\} = Z_t^0.$$

Somit, wenn wir $b = c = a$ setzen

$$Z_t \left(1 - 4 \frac{\delta}{a}\right) = Z_t^0.$$

Führen wir hier für $\frac{\delta}{a}$ seinen Wert aus Gleichung 6 ein, so ergibt sich

$$Z_t \left\{1 - 4{,}5 \times 10^{-6} \left(\frac{w}{m} + \frac{1}{2}\right) Z_t^2\right\} = Z_t^0.$$

In dem zweiten Gliede können wir bei der Kleinheit des Zahlenfaktors an Stelle von Z_t setzen Z_t^0. Dann ergibt sich:

$$7. \qquad Z_t = Z_t^0 \left\{1 + 4{,}5 \times 10^{-6} \left(\frac{w}{m} + \frac{1}{2}\right) Z_t^{0^2}\right\}.$$

Der Unterschied zwischen Z_t und Z_t^0 ist in der Tat ein sehr kleiner, sofern nicht w/m einen abnorm großen Wert hat. In der Formel für ϑ kann man ohne Bedenken Z_t ersetzen durch Z_t^0 und erhält dann:

$$8. \qquad \vartheta = \alpha \,.\, Z_t^{0^2}.$$

Bei sehr großen Werten von w/m kann natürlich der Fall eintreten, daß alles Eis schmilzt, ehe der Gleichgewichtszustand zwischen Wasser und Eis erreicht ist. Dieser Fall kann ebenso gut eintreten bei allseitig gleichem Drucke. Die Gültigkeit der Formeln 1 und 8 wird dadurch nicht berührt.

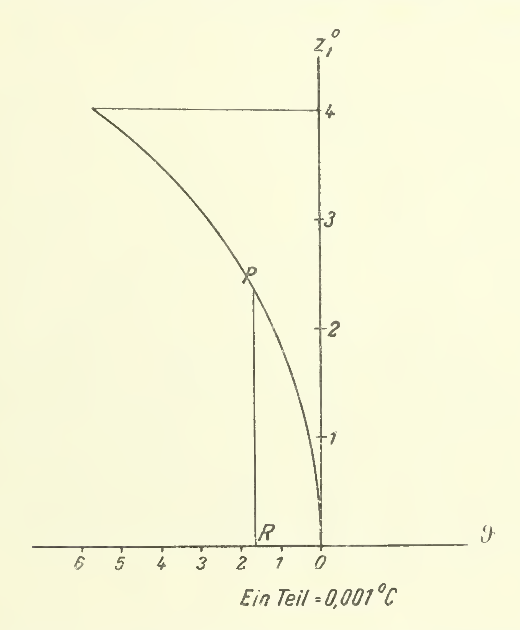
Für die zusammengehörigen Werte von Z_t^0 (kg-Gew. pro qcm), δ/a und ϑ ergibt sich die folgende Tabelle:

Z_t^0	δ/a	ϑ
1	$1{,}12 \,.\, 10^{-6}\left(\frac{w}{m} + \frac{1}{2}\right)$	0,00036
2	$4{,}5 \,.\, 10^{-6}\left(\frac{w}{m} + \frac{1}{2}\right)$	0,00144
3	$10{,}08 \,.\, 10^{-6}\left(\frac{w}{m} + \frac{1}{2}\right)$	0,00324
4	$17{,}92 \,.\, 10^{-6}\left(\frac{w}{m} + \frac{1}{2}\right)$	0,00576

Die Werte sind in der beistehenden Figur graphisch dargestellt.

Wir gehen nun über zu einer etwas genaueren Betrachtung der Vorgänge des Abschmelzens und Wiederkristallisierens. Die Anwendung des Entropiesatzes erfordert, daß der Prozeß ein umkehrbarer ist, daß also die in der Figur gezeichnete Gleichgewichtskurve ebenso vorwärts wie rückwärts durchlaufen werden könne. Denken wir uns den einseitigen Druck von 0 an bis zu dem Werte Z_t^0 gesteigert, so bewegt sich der Zustand des Systems auf

der Gleichgewichtskurve von O bis P. Dabei schmilzt nach unserer Annahme das Eis auf den freien Seitenflächen des Prismas gleichmäßig ab. Wenn nun der einseitige Druck allmählich wieder bis auf O verringert wird, so soll der Zustand des Systems auf der Gleichgewichtskurve rückwärts sich bewegen, das System soll also rückläufig all diejenigen Zustände wieder annehmen, welche es vorher in der Richtung OP durchlaufen hat. In jedem Stadium des rückläufigen Prozesses müssen also auch die Eigenschaften der Oberfläche wieder dieselben sein, wie in dem entsprechenden Stadium des direkten; insbesondere darf nie eine von der Phase B ver-



schiedene Phase des Eises auftreten, denn sonst erhielten wir ein in labilem Zustande befindliches Dreiphasensystem. Was nun den Prozeß des Wiederkristallisierens anbelangt, so wird man wohl annehmen dürfen, daß er unter günstigen Bedingungen auf den freien Seitenflächen des Prismas ganz gleichmäßig erfolge. Die Frage, ob sich das neu kristallisierende Eis den jeweiligen Spannungsverhältnissen des Prismas anpasse oder nicht, dürfte zurzeit weder durch eine Theorie der Kristallisation, noch durch die Erfahrung endgültig zu entscheiden sein. Es ist indes nicht unmöglich, daß sich der Spannungszustand, in dem sich das Eisprisma befindet, auf die unmittelbar angelagerten Schichten überträgt, zumal wenn es sich um Schichten von sehr kleiner Dicke, in der Größenordnung von 10—100 $\mu\mu$ handelt. Wenn aber die auskristallisierenden Schichten sich den jeweiligen Spannungsverhältnissen des Prismas

vollkommen anpassen, so ist der von mir für die Temperaturerniedrigung durch einseitigen Druck gegebene Ausdruck streng gültig; andernfalls dürfte er wenigstens eine näherungsweise Gültigkeit besitzen. Zu derselben Auffassung kann man auch durch die folgende Betrachtung gelangen. Das Auftreten einer von B verschiedenen Phase des Eises während der Dauer des rückläufigen Prozesses kann man auch dadurch vermeiden, daß man sich den Druck Z_t^0 plötzlich aufgehoben denkt; die Phase B verwandelt sich dann plötzlich in die Phase A. Der Zustand des Systems bewegt sich auf der vertikalen Linie PR bei konstanter Temperatur. Dann erfolgt durch Auskristallisieren der Phase A der Rückgang des Zustandes von R in den Ausgangspunkt O. Man sieht aus der Figur, daß die so bestimmte Kurve der Zustandsänderung, PRO, sich der idealen Gleichgewichtskurve um so mehr nähert, je kleiner die Belastung Z_t^0 ist. Man kann also auf Grund dieser Bemerkung annehmen, daß die Formeln 1 und 8 der Wirklichkeit um so besser entsprechen, je kleiner der einseitige Druck ist. Wie weit die Annäherung geht, kann, wie in allen derartigen Fällen, nur durch die Erfahrung entschieden werden. Zum Schlusse möge noch bemerkt werden, daß ähnliche Verhältnisse, wie wir sie im vorhergehenden besprochen haben, auch bei anderen Prozessen vorliegen, deren wir uns zur Ableitung thermodynamischer Sätze bedienen. Der ideale Prozeß wird durch eine stetig verlaufende Kurve dargestellt, der wirklich ausgeführte durch eine Zickzacklinie, deren abwechselnde Ecken auf der idealen Kurve liegen, die sich aber aus umkehrbaren und nicht umkehrbaren Elementen zusammensetzt. Der thermodynamische Satz hat in allen solchen Fällen den Charakter eines Grenzgesetzes; er entspricht den wirklichen Verhältnissen um so besser, je näher sich jene Zickzacklinie der idealen Kurve anschmiegt.

Die Betrachtungen, welche zur Aufstellung der Formeln 1 und 8 geführt haben, gelten im wesentlichen auch für ein System, das aus einem Kristall und seiner gesättigten Lösung besteht. Eine Komplikation wird natürlich dadurch bedingt, daß wir in diesem Falle von vornherein auf die Anisotropie der festen Phase Rücksicht nehmen müssen, während wir das Eis wie einen isotropen Körper behandelt haben.

Zur Nomenklatur der Tonerdehydrate.

Von **E. Dittler** und **C. Doelter**.

W. Meigen betont mit Recht, daß unter Laterit sehr verschiedene tonerde- und eisenhaltige Produkte verstanden werden; noch mehr gilt dies für den Bauxit, weil hier wegen der Verwertbarkeit des Bauxits der Name von Technikern auch auf Gesteine angewandt wurde, welche eisenschüssige Tone oder Ton-

eisensteine sind. Ein prinzipieller Unterschied zwischen dem, was man einerseits Laterit, andererseits, zum Teil wohl mit Unrecht, Bauxit genannt hat, ist außer ihrer Genesis darin vorhanden, daß die ersteren eisenhaltiger sind und vornehmlich aus kristallinen Tonerdehydraten bestehen. Vor allem sollte aber unterschieden werden zwischen dem Mineral Bauxit und den Gesteinen, welche Bauxit enthalten, ferner zwischen den letzteren, aus kristallisierten Tonerdehydraten, Kaolin und Eisenoxyd bestehenden Gesteinen, welche auch irrtümlich als Bauxite bezeichnet wurden.

Es existieren drei Tonerdehydrate: Diaspor, Hydrargillit (Gibbsit), welche beide kristallisiert sind, und ein amorphes Tonerdehydrat Bauxit. Diese drei Hydrate bilden nun zusammen mit Limonit, Roteisen, Kaolin (Ton) Gesteine. Diaspor und Hydrargillit kommen in diesen Gesteinen immer zusammen vor. Ein großer Teil dessen, was man Bauxit genannt hat, gehört hierher, z. B. manche der französischen Bauxite, welche Arsandaux[1] untersucht hat und die er auf Grund des Vorkommens isotroper Gemengteile zum Bauxit rechnet, welche jedoch der Hauptmenge nach den in Säure unlöslichen Diaspor enthielten. Solche tonerdereiche Gesteine sind als Diasporite nach dem Vorgange von P. Krusch[2] zu bezeichnen und diejenigen Gesteine, welche aus Hydrargillit (Gibbsit) bestehen, müssen von ihnen abgesondert werden. Reinere Gibbsitite scheinen seltener zu sein (außer unter den Lateriten). Wir fassen die aus Diaspor und Gibbsit, mit Eisenoxyden, Kaolin bestehenden Massen als Kristalloid-Alumolithe zusammen. Dagegen bezeichnen wir als Bauxitite jene Gesteine, welche als Hauptgemengteil ein kolloides Tonerdehydrat, den echten Bauxit, führen. Letztere sind Kolloid-Alumolithe. Die Unterscheidung beider Alumolithe ist durch die Anfärbungsmethode und durch die Löslichkeit in verdünnten Säuren und Alkalien möglich.

Demnach gibt es zweierlei Alumolithe, welche bisher irrtümlich als Bauxite bezeichnet wurden, von welchen aber nur die Kolloid-Alumolithe als echte bauxithaltige Gesteine (Bauxitite) aufzufassen sind. Wegen des häufigen Zusammenvorkommens der beiden kristallisierten Tonerdehydrate wird man sehr häufig solche Gesteine vorfinden, die als Kristalloid-Alumolithe zu bezeichnen sind. Daß Übergänge zwischen ihnen und den Bauxititen (Kolloid-Alumolithen) vorkommen, ist klar.

Was die Genesis der Alumolithe betrifft, so zeigen, wie wir bereits in unserer früheren Notiz betonten, die Kristalloid-Alumolithe ein höheres Alter als die Kolloid-Alumolithe, was sich aus der Umwandlung des kolloiden Tonerdehydrats in die kristal-

[1] C. R. **148**. p. 909. 1909.

[2] P. Krusch, Zeitschr. f. prakt. Geol. **16**. p. 362. 1908. (Zitat.)

linen Hydrate erklärt. (Bei höherer Temperatur können sich allerdings, wie M. Bauer für Laterit betont, auch direkt kristallisierte Tonerdehydrate bilden.)

Aus den Versuchen geht hervor, daß in den echten Bauxiten kolloide, leicht lösliche Tonerde vorhanden ist, welche sich im Laufe der Jahre in die kristallinen Produkte umsetzt. Künstliche Hydrogele der Tonerde nähern sich bei Anwendung erhöhter Temperatur nach jahrelangem Liegen der Formel $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$, sie werden zu Hydrargillit und schließlich zu Diaspor.

Die Umwandlungsgeschwindigkeit der kolloiden Tonerde in die kristalline wird je nach der Konzentration der Ausgangslösungen, der Lagerungszeit und der Erwärmung, eine verschiedene sein.

Min. Institut der k. k. Universität Wien.

Ueber Baeumlerit, ein neues Kalisalzmineral.

Vorläufige Mitteilung.

Von **O. Renner**-Berlin.

Bei meinen geologischen Studien auf dem Kaliwerk Desdemona im mittleren Leinetal hat unter anderem ein Salz meine Aufmerksamkeit erregt, das auf der 458 m-Sohle im jüngeren Steinsalz in einer Anzahl dünner, konkordanter Bänke auftritt und durch seine starke Zerfließlichkeit auffällt, die ein Herauswittern der Zwischenlagen im Gefolge hat. Dieses Salz ist im frischen Zustand farblos und durchsichtig; es besitzt drei ausgezeichnete Spaltbarkeiten, die anscheinend rechtwinklig oder wenigstens annähernd rechtwinklig aufeinander stehen. Seine Härte liegt zwischen 2,5 und 3,0; beim Zerbrechen und Reiben zeigt es Phosphoreszenz. Häufig ist es mit Steinsalz und Tachhydrit verwachsen. Quantitative Analysen, die auf meine Veranlassung von Herrn Dr. Wache, Chemiker an der Kgl. Geologischen Landesanstalt, ausgeführt wurden, ergaben nun, daß ein aus der Natur noch nicht bekanntes Salz von der Formel $KCl \cdot CaCl_2$ vorliegt. Intensive Verzwillingung und seine stark hygroskopischen Eigenschaften stellen der optischen Untersuchung erhebliche Schwierigkeiten entgegen. Doch steht schon fest, daß es optisch zweiachsig und negativ ist. Die Lichtbrechung beträgt im Mittel etwa 1,52; die Doppelbrechung ist gering.

Die genauen Ermittlungen aller Konstanten, sowie Untersuchungen über die Existenzbedingungen sind im Gange.

Ich schlage für dieses neue Salz den Namen „Baeumlerit“ vor; ich möchte damit einmal meinem Dank Ausdruck geben, den ich Herrn Baeumler, Generaldirektor der Heldburg A. G., zu

deren Konzern die Grube Desdemona gehört, für seine so liberale Unterstützung meiner Arbeiten auf seinen Werken schulde. Sodann hat der Sohn des Vorgenannten, Herr Bergassessor BAEUMLER, in gewissem Sinne als erster Finder zu gelten. Er hat nämlich gelegentlich einer nicht veröffentlichten Examensarbeit auf dieses Salz mit einer Photographie und einer Probe aufmerksam gemacht. Zu einer Analyse, die damals von der Salzschicht angefertigt wurde, ist zufällig nur der mit dem neuen Salz verwachsene Tachhydrit verwandt worden, und dem Ergebnis gemäß ist das Salz bisher für weißen Tachhydrit gehalten worden.

Kgl. Geol. Landesanstalt, den 10. Januar 1912.

Ein Beitrag zur Kenntnis des ältesten Donaulaufes in Süddeutschland.

Von **Hans Reck** in Berlin.

Mit 3 Textfiguren.

PENCK[1] hatte als Erster schon im Jahre 1899 den Versuch unternommen, auf moderner morphologischer Basis eine Geschichte der obersten Donau zu geben, und diesen Versuch in so vorzüglicher Weise durchgeführt, daß bis heute die Resultate seiner Untersuchungen in allen wesentlichen Punkten unwidersprochen geblieben sind.

Leider beschränkte er seine Ausführungen auf das Quellgebiet dieses Flusses, ohne ihn noch weiter talab in seinem Durchbruch durch die Alb zu verfolgen.

Hier allerdings traten dafür verschiedene andere Autoren ein, welche sich bemühten, die Schicksale des Flusses bis zum Tertiär zurück zu verfolgen. So HAAG, GUGENHAHN, so auch E. FRAAS u. a., vor allem aber DIETRICH.

Während HAAG[2] die Donau einstmals zu diluvialer Zeit durch das Prim-Faulenbachtal zum Neckar abgelenkt sein lassen will, bestreitet GUGENHAHN[3] mit Recht diese Möglichkeit, wie auch ich an anderer Stelle bereits betonte und näher begründete[4].

---

[1] PENCK, Talgeschichte der obersten Donau. H. 28 d. Ver. f. Gesch. d. Bodensees u. seiner Umgebung.

[2] HAAG, Zur Talgeschichte der oberen Donau. Dies. Centralbl. 1903. p. 597 ff.

[3] GUGENHAHN, Zur Talgeschichte der oberen Donau. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ. 1903.

[4] H. RECK, Die morphologische Entwickelung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Lichte der DAVIS'schen Cyklustheorie. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1912. Heft 1. — Zur Altersfrage des Donaubruchrandes. Dies Centralbl. 1912. — Über positive und negative Krustenbewegungen in Südwestdeutschland. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württ. 1912.

Dietrich[1] dagegen verdanken wir eine genaue Untersuchung der Schottervorkommnisse, welche das alte Donautal zu beiden Seiten während seines Laufes im Albkörper auf den benachbarten Höhen begleiten.

Dietrich zeigte, daß diese alten Quarzschotter sozusagen die Restschotter früher viel reicher zusammengesetzter Flußschotter sind, und verlegte ihr Alter ins Pliocän, da sie einerseits beträchtlich höher als die ältesten Diluvialgebilde liegen, somit also wesentlich älter erscheinen als diese, anderseits aber von obermiocänem Sylvanakalk unterlagert werden.

Diese Lagerungsverhältnisse lassen nun freilich, so sicher sie innerhalb der genannten Grenzen sind, noch einen recht weiten Spielraum für das tatsächliche, nach dem heutigen Stand unseres Wissens aber nicht näher fixierbare Alter der Schotter. Die Schotter können danach ebensowohl pliocän wie auch noch jüngstobermiocän sein und es erscheint mir am besten und richtigsten, ihr Alter innerhalb der gegebenen Grenzen möglichst weit zurück zu verlegen, da der Donaubruchrand die Fortsetzung des alten senilen Donaulaufes, dem sie zugehören, und den Dietrich an der Hand seiner in der württembergischen geologischen Karte als Dq.-Schotter verzeichneten Quarzgerölle auf der Alb verfolgt und festgelegt hatte, bei Ulm abgeschnitten hat.

Aber leider hören auch die Dietrich'schen Untersuchungen hier bei Ulm auf, ohne die weitere Fortsetzung des alten, tertiären Flußbettes nach Bayern zu verfolgen.

Reste desselben sind aber dort noch an zwei Stellen unverkennbar erhalten.

Einmal im Wellheimer Trockental, in seiner Fortsetzung ins untere Altmühltal und in dem sich anschließenden Flußstück der Donau selbst, bis in die Gegend von Regensburg.

Sodann in der Gegend von Passau. Auf diese letzteren Vorkommnisse alter Flußschotter hat schon Gümbel, und eingehender noch Penck neuerdings hingewiesen, ohne sie aber direkt mit dem altpliocänen — wie ich ihn kurz nennen will — Donaulauf in Zusammenhang zu bringen. Ihre genetische Zugehörigkeit zu diesem wird aber um so einleuchtender, wenn das vorher genannte Flußstück sich ebenfalls als gleichaltriger Anlage wird erweisen lassen.

Penck[2] betrachtet den Hausruckschotter nach den Funden von *Mastodon angustidens* als mittelmiocän, trennt aber davon das Quarzgeröll, welches u. a. im Neuburger Walde oberhalb Passau die Höhen überdeckt und bis auf über 500 m ansteigt. Dieses hält er seiner tieferen Lage entsprechend für jünger und stellt es daher ins Obermiocän.

[1] Dietrich, Älteste Donauschotter auf der Strecke Immendingen—Ulm. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XIX. 1904.

[2] Penck-Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. 1. p. 83.

Noch 100—120 m tiefer, also in ca. 400 m Meereshöhe, folgt nun abermals ein Quarzgeröllhorizont, vielleicht derselbe, der sich donauabwärts in den Geröllen bei Pechlarn usw. in ca. 300 m Höhe fortsetzt. Seiner tiefen Lage entsprechend hält PENCK diesen Schotter für abermals jünger, und zwar für pliocän, zumal derselbe noch wesentlich höher liegt als die ältesten diluvialen Schotter der Umgebung. Dies stimmt vorzüglich zu einem Vergleich mit den ebenfalls an die Grenze von Pliocän und Obermiocän fallenden Schottern weiter stromaufwärts, wie sogleich noch zu zeigen sein wird.

GÜMBEL hatte die ganze Folge der Schotter bei Passau als jünger aufgefaßt und entsprechend die hier als pliocän angesehenen Flußgerölle als diluvial kartiert. Doch spricht hiergegen neben anderen schon von PENCK angegebenen Punkten auch das regelmäßige Gefälle dieses petrographisch so gleichartigen fluviatilen Geröllhorizontes auf der ganzen Linie Sigmaringen—Ulm—Wellheim—Passau—Pechlarn, welches allein schon den Gedanken sehr nahe legt, daß sie alle einem einheitlichen Strom ihr Dasein verdanken und daher auch gleichen Alters sind. Dann aber können sie nur altpliocän bis obermiocän sein.

Besonders weitgehendes Interesse verdient in diesem Zusammenhang naturgemäß das schon genannte, erhaltene Stück des alten Donaulaufes zwischen Regensburg und Rennertshofen, und ganz besonders das heute trocken liegende Wellheimer Tal, weil diese alten Talstücke als wichtiges Mittel- und Bindeglied zwischen den beiden weit entfernten Punkten Ulm und Passau, von wo man die nächsten erhaltenen, gleichaltrigen Talreste kennt, dienen und so dieselben auch in örtlich näheren Zusammenhang bringen.

Das Wellheimer Trockental ist ein zu auffallender Zug in der Topographie der Alb, um nicht längst die Aufmerksamkeit der Geologen und Geographen auf sich gelenkt zu haben.

Aber man hatte es fast stets nur als eine Art Notauslaß der Donau während des Diluviums gedeutet; man hatte auch durch es und das obere Altmühltal die Donau wiederum nach Norden zum Rhein abgedrängt sein lassen.

Man hatte es aber auf alle Fälle stets nur als diluvialen Donaulauf angesprochen, wenn ich von SCHWERTSCHLAGER[1] absehe, der es mit einigen anderen Talzügen des Altmühlgebirges als Rest einer Kreideentwässerung ansieht.

Daß diese chronologische Fixierung aber unhaltbar ist, daß SCHWERTSCHLAGER ferner völlig ungleichwertige Talstücke miteinander als gleichzeitig entstanden verglichen hat, während er morphologisch gleichwertige trennte, habe ich an anderem Orte[2] ausgeführt.

---

[1] SCHWERTSCHLAGER, Altmühl und Altmühlgebirge. Eichstädt 1905.

[2] H. RECK, Die morphologische Entwickelung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Lichte der DAVIS'schen Cyklustheorie. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1912.

Dort habe ich auch dargetan, daß in dem nun näher zu untersuchenden Gebiete der drei Talstücke: Rennertshofen—Dollnstein, Eichstädt—Dollnstein und Treuchtlingen—Dollnstein morphogenetisch folgendes festzustellen ist:

1. Die Talstücke Rennertshofen—Dollnstein, Dollnstein—Eichstädt haben eine einheitliche Entwickelungsgeschichte durchlaufen; sie wurden, da sie morphologisch völlig gleichwertig sind, von einem und demselben Fluß geschaffen.

2. Die Talstücke Treuchtlingen—Dollnstein und Dollnstein—Rennertshofen einerseits, Dollnstein—Eichstädt andererseits sind morphologisch nicht völlig gleichwertig, sie verdanken ihre Entstehung daher verschiedenen Flüssen.

3. In bezug auf das Alter in Cyklus und Stadium erscheinen alle drei Täler morphogenetisch völlig gleichwertig und also auch gleich alt. Die Ausbildung der Talzüge aber läßt in den verglichenen Strecken deutlich das Verhältnis von Hauptfluß und Nebenfluß hervortreten; d. h. die primäre Altmühl mündete bei Dollnstein in einen von Rennertshofen gegen Eichstädt fließenden primären Hauptstrom.

Das Trockental von Wellheim mündet nach Süden hin offen und breit gegen das tiefere flache Vorland der Alb in genau der gleichen Weise, wie bei Ulm das längst als alter Donaulauf bekannte jetzige Blautal.

Allein die Größenordnung der hier zum Vergleich in Betracht kommenden Talstücke weist auf die Stammader der ganzen Entwässerung des Gebietes hin: Die alte Donau.

Ich habe schon eine ganze Reihe morphologischer Hinweise, welche diese Annahme erhärten, erwähnt (l. c.), die ich hier kurz nochmals zusammenstelle:

a) Der ursprüngliche Fluß des bei Rennertshofen auftretenden weiten Talzuges muß notwendig bereits eine weite Strecke durchlaufen haben. Seine in der Hauptsache ostwärts weisende Fließrichtung läßt seine Quellen im Westen vermuten. Dort aber kommt nur der Donauoberlauf als Quellgebiet in Frage.

b) Die alte obere Donau zeigte an dem Beispiel des verlassenen Blautales eine Tendenz nach Süden im Laufe der Entwickelung von der Alb abzugleiten. Alte Flußlaufstücke werden daher, da die geologische Struktur des Geländes auf der gesamten Strecke eine gleichartige bleibt, vornehmlich im Norden des heutigen Flusses zu suchen sein. Dies ist auch hier der Fall.

c) Die allgemeine Richtung der Talentwickelung der ältesten oberen Donau ging — natürlich mit vielen lokalen Abweichungen — nach Osten. Dies ist auch hier so.

d) Die Talmäander des obersten Donaulaufes zeigen eine geringere Größenordnung ihrer Schwingungsradien als die des Blautales. Die des Blautales sind aber ihrerseits wieder kleiner als

die hier vorhandenen (vergl. d. Fig.). Das ist die zu erwartende natürliche Entwickelung in der Entfaltung von Mäandern in einem einheitlichen, großen Strom einer alternden Landschaft.

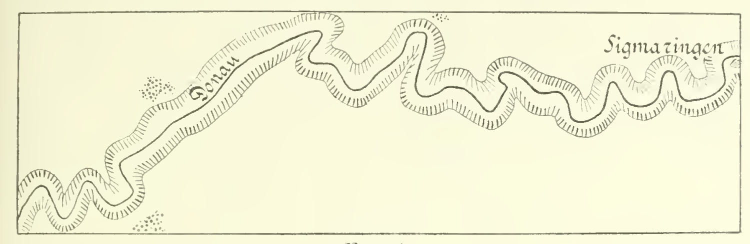


Fig. 1.

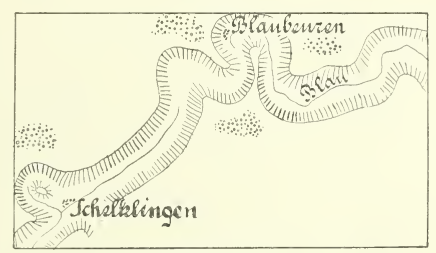


Fig. 2.

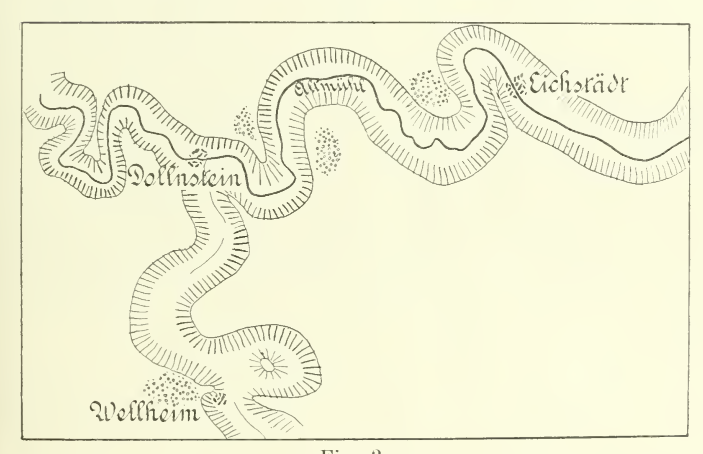


Fig. 3.

Kartenskizze 1 : 200 000 zur Veranschaulichung der stromabwärts zunehmenden Größenordnung der Talmäander der jungtertiären Donau.

e) Die Basis der Quarzschotter des oberen Donautales fällt leicht gegen Osten. Auch hier fällt die Auflagerungsfläche alter Quarzschotter nach Osten.

f) Die Höhenlage der Quarzschotter fällt vom obersten Donaulauf an ganz regelmäßig. Sie liegen am höchsten oberhalb Sig-

maringen, wo sie 900 m Höhe übersteigen, sie fallen bis in die Gegend von Blaubeuren auf 600—700 m, erfahren dann oberhalb Ulm eine geringe, wohl nachträgliche Verbiegung ihrer Sohle bis zu 547 m tiefster Lage, treten in dem hier behandelten Talstück bei ca. 500 m auf und fallen noch weiter bis in die Passauer Gegend, wo sie in Höhen von ca. 400 m angetroffen werden.

g) Als ein weiterer wichtiger Beweis für die Annahme, daß im Wellheimer Trockental tatsächlich ein Stück des ältesten jungtertiären Donaulaufes vorliegt, sei nun hier noch das völlig mit den anderen Punkten sich deckende stratigraphische Verhalten der alten Quarzschottervorkommnisse etwas näher ausgeführt.

Ein Eingehen auf dieselben erscheint um so notwendiger und wichtiger, als über Alter, Herkunft, Bedeutung und Zusammengehörigkeit derselben sich die Ansichten in fast ebensolcher Zahl gegenüberstehen wie die Autoren, die hierüber gearbeitet haben.

Von weittragendster Bedeutung für die Frage der geschichtlichen Entwickelung des Donaulaufes und seines Flußsystems ist die Feststellung, ob hier tatsächlich einmal die Donau nach Norden durch die Alb durchgebrochen und zum Rhein abgeflossen ist, wie fast alle Geologen dies vor noch nicht langer Zeit angenommen hatten, und wie auch in der neuesten Literatur über das Gebiet noch vielfach behauptet wird. Es ist eine höchst auffallende Erscheinung, daß man stets geneigt war, in früheren Zeiten dem Rhein die beherrschende Rolle in der Entwässerung der Landschaft zuzuerkennen. Hatte doch auch Haag schon die kaum aus ihren Quellästen zusammengefaßte Donau nach Norden abgelenkt sein und durch den Neckar zum Rhein fließen lassen! Diese Annahme wurde an anderer Stelle bereits als unzulässig dargelegt (l. c.). Auch sie resultiert aus der hier so vielfach zu beobachtenden Tatsache, daß weitgehende Folgerungen an lokale, in eng begrenztem Gebiete gewonnene Beobachtungen geknüpft wurden, ohne die geringste Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse der weiteren Umgebung und der Einheitlichkeit der Entwickelungsprinzipien innerhalb eines geschlossenen Landschaftkomplexes.

Für unser Gebiet hatte wohl als Erster Gümbel [1], der verdienstvolle Altmeister der Geologie Bayerns, zu der Ansicht hingeneigt, daß die Donau einst durch das Altmühlgebirge nach Norden geflossen sei; er scheint jedoch später selbst diese Ansicht wieder fallen gelassen zu haben.

In ähnlicher Weise hatte sich Penck früher für einen Donaudurchbruch nach Norden ausgesprochen, indem er schreibt, daß es

---

[1] Vergl. z. B. Gümbel, Kurze Erläuterung zu dem Blatt Neumarkt XIV d. geognost. Karte v. Bayern 1888. Desgl. zu Blatt Ingolstadt. — Geognostische Beschreibung der fränkischen Alb. 1891. p. 254.

„nicht unwahrscheinlich ist, daß die Donau damals (zur Zeit des oberen Deckenschotters) nicht bloß im Altmühltale abwärts fließend ihren heutigen Lauf wieder erreichte, sondern daß sie auch teilweise oder gänzlich jenem aufwärts folgte und sich in das Gebiet des fränkischen Beckens zum Main hin ergossen hat[1]." Aber neuerdings erklärt er sich selbst gegen diese seine ältere Auffassung: „Daß die Donau vom Altmühltale aus sich in das fränkische Becken ergossen habe, kann ich heute auf Grund der morphologischen Entwickelung des Altmühltales nicht mehr glauben[2]."

Thürach[3] dagegen ist in seinen Publikationen über dieses Thema noch der Ansicht, daß einst eine Entwässerung des Gebietes nach Norden stattgehabt habe. Sein Hauptargument, auf das er sich hierbei stützt, ist ein Fund von Geröllen diluvialen Alters in der Nähe von Treuchtlingen, die er für alpiner Herkunft hält, und aus denen er dann folgerichtig auf einen nach Norden hin die Alb kreuzenden Wasser- oder Eisstrom schließt.

Es muß zunächst schon auffallen, und die Sicherheit des Thürach'schen Arguments in Frage stellen, daß dieser sich selbst nicht entscheiden kann, ob Wasser oder Eis, die doch beide typische Formen im Fels zu gestalten pflegen, den Transport der Gerölle ausgeführt hatten. Daß Thürach an einer sehr weitgehenden Vergletscherung Südwestdeutschlands festhält, ergibt sich u. a. aus einer Arbeit, in der er glaziale Spuren in einem viel tieferen und nördlicheren Teil des fränkischen Beckens gefunden zu haben glaubt[1].

Thürach's Ansicht war zur Zeit der Veröffentlichung seiner Studien wohl die herrschende. Ich erinnere nur, daß ja auch früher schon Deffner und O. Fraas und zuletzt noch Koken für eine starke Vergletscherung des ganzen Albkörpers eingetreten waren. Und trotzdem konnten bis heute noch keinerlei glaziale Moränen-Ablagerungen, welche mehr als lokalen Charakter haben, sicher nachgewiesen werden. Im Gegenteil mußten gerade die größten dieser Vorkommnisse sich eine andere Deutung mit weit größerer Sicherheit gefallen lassen. Es muß also als durchaus fraglich hingestellt bleiben, ob in der Alb und ihrem nördlichen Vorlande überhaupt größere diluviale Gletscher vorkamen, wie das mit Recht schon vor Jahren u. a. Branca und E. Fraas dargetan haben.

Speziell im Altmühlgebiet ist nichts von glazialen Ablagerungen nachgewiesen, und es erscheint mir daher durchaus unstatthaft,

[1] Penck, Das Deutsche Reich. 1887. p. 168.

[2] Penck-Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. I. 1909. p. 49.

[3] Thürach, Über ein Vorkommen von Geschieben alpiner Gesteine bei Treuchtlingen, nördlich des fränkischen Jura. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1898. p. 623.

[4] Thürach, Über einige wahrscheinlich glaziale Erscheinungen im nördlichen Bayern. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1896. p. 665.

einen so großen Gletscher, wie er nötig gewesen wäre, um die Lage der Treuchtlinger Gerölle zu erklären, nur wegen dieser zu supponieren, ohne irgendwelche weitere Anhaltspunkte über sein einstiges Dasein.

Dieser hypothetische Gletscher muß daher bei unserer weiteren Bearbeitung außer Betracht bleiben, zumal auch Penck schon mit gewichtigen Gründen gegen sein Vorhandensein aufgetreten ist: „Wir sind auf der Höhe des Jura 70 km von den nächsten deutlichen Spuren alpiner Gletscher entfernt, und im Zwischengebiete habe ich auf dem Alpenvorlande auch nicht die geringste Erscheinung gefunden, die auf frühere Gletscherwirkung deutete. Dies spricht nicht für eine solche Annahme."

Aber Thürach selbst schien dieser Gletscher etwas problematischer Natur; denn er versuchte auch selbst den Transport seiner Gerölle durch fließendes Wasser zu erklären. Sind daher die Treuchtlinger Gerölle alpin, so ist notwendig zur Zeit des mittleren bis älteren Diluviums eine nach Norden gerichtete Entwässerung der Alb anzunehmen.

Die Ausführungen gipfeln daher in der Frage: Ist für die Treuchtlinger Gerölle die Annahme einer alpinen Herkunft wirklich notwendig? Und ist diese Herkunft durch die Thürach'sche Arbeit sicher erwiesen?

Diese Fragen müssen meiner Meinung nach entschieden mit nein beantwortet werden.

Thürach fand unter einer Menge vorwiegend lokal oder doch nah beheimateter Gesteinsfragmente „einige rote, von weißen Quarzadern durchzogene, gerundete Kiesel, welche ganz auffallend an die roten, alpinen Radiolarienkiesel erinnerten."

Da die Kiesel nun im Dünnschliff untersucht wirklich Radiolarien zeigten, hielt er damit den Beweis für ihre alpine Herkunft erbracht. Offenbar sollen sie den oft radiolarienreichen roten Hornsteinschichten des oberen Malm in den Bayerischen Alpen entstammen.

An sich scheint mir hieraus wohl die Möglichkeit ihrer Herkunft aus den Alpen hervorzugehen, keineswegs aber ein zwingender Beweis, auf den allein man die Talgeschichte eines großen Stromnetzes aufbauen könnte! Aber gegen diese theoretische Möglichkeit sprechen hier vor allem zwei gewichtige Einwände, welche geeignet sind, ihre Unzulässigkeit für diesen Fall darzutun.

1. Thürach erwähnt selbst auf gleicher Fundstätte mit seinen „alpinen" Hornsteinen „sehr häufig schwarze, weiß geaderte Lydite".

Lydite aber weisen mindestens ebenso deutlich auf das Fichtelgebirge als Ursprungsort, wie rote Hornsteine auf die Alpen. Dazu kommt aber noch

2. daß die Hornsteine und Lydite des Fichtelgebirges ebenfalls zum Teil Radiolarien enthalten. Meines Wissens sind dagegen keine typischen Lydite mit ihrer schwarzweißen Bänderung aus Schotterhorizonten mit sicher alpinen Geröllen bekannt, aber abgesehen davon bleibt nicht zu vergessen, daß diese typische Struktur den Fichtelgebirgskieseln auch fehlen kann.[1] Dann sind es eben gewöhnliche Hornsteine. Wenn solche aber auch nur selten bunt gefärbt sind, so sind doch auch aus dem Fichtelgebirge rote Hornsteinbänke bekannt, die sehr wohl die Heimat der THÜRACH'schen Geröllhorizonte sein könnten. Für das Vorkommen solch roter Hornsteine im Fichtelgebirge zitiere ich nur GÜMBEL's Beschreibung der Silurschichten von Guttenberg: „Bemerkenswert sind lyditartige Zwischenlagerungen in dem roten und gelben Tonschiefer. Einige derselben zeichnen sich durch eine prächtig rote, carneolähnliche und bunte Farbe aus.[2]"

Wenn also schon der petrographische Habitus und der paläontologische Inhalt nicht beweisend für die alpine Herkunft der Gerölle sind, so spricht die Vergesellschaftung mit typischen Fichtelgebirgsgeröllen direkt gegen eine solche Annahme. Dazu kommt noch, daß Gerölle alpiner Herkunft hier ein einzig dastehendes Unikum wären, während Lydite im ganzen fränkischen Albvorland, sowie auch auf der Alb selbst bekannt sind. Ihre Herkunft aus dem Fichtelgebirge aber wird sich im folgenden noch auf das ungezwungenste ableiten lassen.

Ich kann nach alledem die alpine Herkunft der Treuchtlinger Gerölle nicht anerkennen. Damit fällt aber auch der einzige gewichtige Anhaltspunkt für die Annahme eines einst in dieser Gegend nach Norden gerichteten Donaulaufes.

Bei Treuchtlingen liegen diese Gerölle auf etwa 430 m Meereshöhe. THÜRACH bringt dieselben nun in genetischen Zusammenhang mit solchen, welche am südlichen Eingang des Wellheimer Trockentales, in der Gegend von Sigellöh auf den Höhen in ca. 500 m Meereshöhe lagernd gefunden wurden. Diese Gerölle bestehen vorwiegend aus Quarziten, unter ihnen fand THÜRACH aber auch vereinzelte rote Radiolarienhornsteine, die er mit denen von Treuchtlingen identifiziert. Die Unterschiede der Höhenlage erklärt er durch das Gefälle des alten Flusses. Das Alter der Treuchtlinger Gerölle aber hat THÜRACH mit Sicherheit als diluvial feststellen können. Danach sind also auch die Sigellöher Gerölle diluvial, eine Annahme, die sich sehr gut mit der herrschenden Ansicht deckt, daß das Wellheimer Trockental mit dem heutigen Altmühlunterlauf einem diluvialen Donaulauf seine Entstehung verdankt.

[1] GÜMBEL, Geologie von Bayern. II. 1894. p. 522.

[2] GÜMBEL, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges. 1879. p. 437.

Die Prämissen der THÜRACH'schen Schlüsse scheinen mir jedoch nicht ganz stichhaltig. Zunächst die Altersfrage.

Sind die Sigellöher Gerölle diluvial, so gehören sie natürlich dem älteren Diluvium an; THÜRACH hält sie auch für Äquivalente des älteren Deckenschotters. Gegen diese Identifikation hat sich aber schon PENCK[1] gewandt „da die von THÜRACH erwähnten Stellen im Trockental erheblich höher gelegen sind als die benachbarten Deckenschottervorkommnisse von Burgheim, und selbst höher als die gehobenen von St. Wolfgang. Wenn wir sehen, daß das Quarzgeröll des Mittelmiocäns bis dicht am Jura, z. B. südlich von Ingolstadt, Rollsteine alpiner Herkunft führt, unter denen die roten Radiolarienhornsteine nie fehlen, so werden wir dem Vorkommen einzelner alpiner Rollsteine auf dem Jura keine große Bedeutung für das Eiszeitproblem einräumen."

Diese Lagerungsverhältnisse bilden ein vollkommenes Analogon zu dem Verhalten von Geröll und Deckenschotter oberhalb Ulm. Auch der petrographische Habitus ist völlig gleichartig. Es sind fast ausschließlich quarzitische Gesteine, das Fehlen von Kalkgeschieben ist äußerst charakteristisch. Dies läßt die Gerölle aber deutlich als härteste Restgebilde einer früher reicheren Zusammensetzung erkennen. Und wie dies auf ihre Genese als alte bewegte Flußkiese hinweist[2], so deutet es auch ihr hohes Alter an. Hier wie dort haben wir höhere Lage der Gerölle als der älteren Deckenschotter, hier wie dort also auch höheres Alter der Gerölle als dieser. Damit aber fällt ihre Ablagerung aus dem Eiszeitalter hinaus und wird mindestens ins Pliocän gestellt.

Hier wie dort aber auch einzelne alpine Gerölle, die oben bereits als das Aufbereitungsprodukt miocäner Schichten hingestellt wurden. Hierfür spricht auch ihre Verteilung entlang dem Bett des alten, großen Stromes. Durch ihn mußten diese Gerölle ja transportiert werden. Ganz entsprechend finden sie sich im Niveau seiner alten Gerölle als seltene Reste in diesen verteilt, aber nirgends außerhalb seines Bereiches, also etwa auf den breiten Hochflächen der Alb!

Wichtig ist nämlich vor allem die Verbreitung der Quarzgerölle in unserem Gebiet. Den sorgfältigen Begehungen SCHWERTSCHLAGER's[3] verdanken wir besonders die Kenntnis, daß sie vielerorts an beiden Seiten des Urstromtales auftreten, nicht aber im Altmühltal oberhalb Dollnstein. Er nennt sieben Punkte, an denen er sie feststellen konnte. Bedenkt man noch, daß auch schon auf anderem Wege vorher die selbständige Stellung des mittleren Alt-

[1] PENCK-BRÜCKNER, l. c. p. 49. 50.

[2] DIETRICH, l. c. p. 12.

[3] SCHWERTSCHLAGER, l. c.

mühltales gegenüber dem unteren erwiesen wurde, so verliert das Geröllvorkommen bei Treuchtlingen vollkommen seinen Zusammenhang mit den Quarzgeröllen bei Sigellöh und Rohrbach. Denn bei dem häufigen Auftreten dieser Gerölle im Urstromtal wäre es völlig unerklärlich, warum diese Gerölle im Altmühltal nach Norden hin fehlen sollten, wenn sie jemals dort gewesen wären. Auch GÜMBEL hatte schon erkannt und betont, daß die Alb einer Verbreitung alpiner Gerölle nach Norden eine Schranke setzte.[1]

Da aber andererseits das glaziale Alter der Treuchtlinger Gerölle nicht zu bezweifeln ist, während die Quarzgerölle jungtertiär sind, fehlt auch diesbezüglich der leiseste genetische Zusammenhang zwischen beiden Bildungen. Beide sind in Unabhängigkeit voneinander entstandene, selbständige Ablagerungen.

Daß das Vorkommen von Jurahornsteinen auch bei Sigellöh weder für einen solchen Zusammenhang noch für einen nach Norden gerichteten alten Strom spricht, wurde schon nach der Lageverteilung der Gerölle, sowie nach Analogie mit dem oberen Donautal dargetan. Aber auch die lokale Morphologie spricht dagegen. Abgesehen davon, daß dann morphologisch ungleichwertige Talstücke verglichen würden, hätte auch die seit der älteren Diluvialzeit stattgehabte Umkehrung des Flußgefälles einen Betrag erreicht, der einzig in dem behandelten Gebiet dastehen und völlig aus dem Rahmen der allgemeinen Entwickelung der Landschaft herausfallen würde.

Das Resultat all dieser Betrachtungen ist also, daß hier unterhalb Donauwörth ein altes Urstromtal in den Jurakörper eingesenkt ist, in das einst die Altmühl bei Dollnstein mündete. Der alte Strom aber setzte sich von da ab, wie heute nach Osten hin fort, ohne jemals nach Norden geflossen zu sein, wie das bisher vielfach angenommen wurde.

Seinem Tal folgen jungtertiäre Quarzgerölle, die in ihrem Auftreten völlig an seinen Lauf gebunden erscheinen und nach Lagerung, petrographischem und stratigraphischem Habitus ein völliges Analogon zu den Quarzgeröllen oberhalb Ulm und bei Passau bilden. Dies, sowie auch die anderen erwähnten Analogien und Relationen weisen mit zwingender Notwendigkeit darauf hin, daß dieser Urstrom die Fortsetzung der ältesten bekannten Donau ist, die wir bei Ulm verlassen hatten. **Dann aber ist also auch hier ein Stück des jüngst-obermiocänen—pliocänen Laufes der Donau festgestellt.**

[1] GÜMBEL, Die fränkische Alb. p. 160.

Dieser Flußlauf aber muß bereits senilen Habitus angenommen gehabt haben, denn er floß in freien, weiten Mäandern auf einer eingeebneten Fläche, soweit wir ihn verfolgen können, und empfing auch ebenso mäandrierende Nebenflüsse. Der diluviale Donaulauf, der zur älteren Diluvialzeit noch hier lag, wie aus tieferen Schotterablagerungen unzweifelhaft hervorgeht, hatte sich also nicht selbst ein Bett erst geschaffen, sondern ein altes übernommen. Dies erhellt ohne weiteres auch daraus, daß die Annahme eines primären diluvialen Flußlaufes das Vorhandensein der Zwangsmäander nicht zu erklären vermöchte.

Ist nun aber erkannt, daß ein jungtertiärer Donaulauf bei Rennertshofen die Alb betrat und sich über Dollnstein — Eichstädt fortsetzte, so ist damit die Möglichkeit gegeben, den alten Flußlauf ohne Schwierigkeiten bis nach Regensburg zu verfolgen, denn ohne Unterbrechung, in genau derselben Ausbildung, setzen die großen, für diesen Lauf so charakteristischen, tief eingesenkten Zwangsmäander bis zum abermaligen Abbruch des Donautales bei Regensburg sich fort, so keinerlei Zweifel an der absoluten morphologischen Gleichwertigkeit und Zusammengehörigkeit der ganzen langen Talstrecke offen lassend.

Dann aber trennt nur noch ein relativ kurzes Stück die Passauer quarzitischen Höhenflußschotter von der Austrittstelle des alten Donautales bei Regensburg und läßt ihren Anschluß an dieses nur um so erklärlicher und natürlicher erscheinen.

Berlin, Geologisch-paläontologisches Institut der Universität.

Der untere Keuper im westlichen Württemberg.

Von **Max Weigelin**, Tübingen.

Bei Untersuchungen des unteren Keupers, die ich 1910 und 1911 ausführte, kam ich zu folgenden interessanten Ergebnissen, die ich hier als vorläufige Mitteilung veröffentliche.

Der untere Keuper, zu dem ich den Gipskeuper im engeren Sinn und den Schilfsandstein rechne, läßt sich vor allem nach entstehungsgeschichtlichen Rücksichten in folgende vier Stufen nebst Unterabteilungen gliedern:

Von oben nach unten:

1. Stufe des Schilfsandsteins.
2. Stufe der Estherienschichten mit
   a) obere bunte Estherienschichten,
   b) graue Estherienschichten,
   c) bunte Estherienschichten.

3. Stufe der Bleiglanzbank mit
   a) mittlerer Gipshorizont,
   b) Bleiglanzbank.
4. Stufe des Grenzdolomits mit
   a) dunkelrote Mergel,
   b) Grundgips,
   c) Grenzdolomit zur Lettenkohle.

Stufe des Grenzdolomits. Über dem Grenzdolomit zur Lettenkohle beginnt an manchen Punkten der untere Keuper mit einigen Metern grauschwarzer Mergel, in denen gelegentlich kohlige Reste und Bactryllien vorkommen. Über ihnen, oder sie teilweise ersetzend, folgt überall, wo er nicht sekundär ausgelaugt ist, der Grundgips in einer 15—20 m mächtigen geschlossenen Masse.

In seinem unteren Teil, etwa 1,50—2 m über dem Grenzdolomit, findet sich eine fossilführende Bank, die schon länger bekannt ist und von Zeller den Namen Mauchachbank erhielt.

Gegen oben verliert der Grundgips seine Geschlossenheit, es stellen sich tonige Lagen ein und wir finden etwa 20 m über dem Grenzdolomit eine teilweise recht versteinerungsreiche Bank, die von Schalch als „oolithische Bank ω“ auf Blatt Bondorf herausgehoben wurde. Da diese Eigenschaft aber durchaus nicht charakteristisch ist und auch die Fossilführung im Norden eine andere ist als im Süden (in der Stuttgarter Gegend beinahe ausschließlich Myaciten gegenüber Myophorien im südlichen Württemberg) möchte ich die Bank nach ihrem typischen Auftreten bei Bochingen, OA. Sulz, Bochinger Bank nennen.

Über dieser Bank gewinnen rasch Mergel eigenartiger Beschaffenheit die Oberhand, die dunkelroten Mergel. Ich habe sie als selbständige, dem Grundgips gleichwertige Abteilung abgetrennt, weil sie ein Äquivalent der in Lothringen und im nordöstlichen Frankreich über dem Grundgips auftretenden Salzlager sind. Ihrer Beschaffenheit nach sind es rote, beziehungsweise bei eingetretener sekundärer Reduktion, grüne, schüttige Mergel, die eine ziemlich lose Anhäufung von feinsten Quarzkörnchen, Eisenglanzschüppchen und Ton darstellen. Primäres Carbonat fehlt vollständig, dagegen besitzen sie einen verhältnismäßig hohen Gehalt an Kali und Natron, auch Pseudomorphosen nach Steinsalz sind in ihnen recht häufig. Gips tritt sehr zurück, fehlt aber nicht vollständig.

Mit den dunkelroten Mergeln schließt die Stufe des Grenzdolomits. Ihre Entstehung dürfte sicher auf eine gleichmäßige Eindampfung des mit der Grenzdolomittransgression in das beinahe ausgesüßte Lettenkohlebecken hereingeschwemmten Meerwassers zurückzuführen sein. Beweisend hiefür ist vor allem die Aufeinanderfolge der chemisch ausgeschiedenen Sedimente.

Auf das Carbonat des Grenzdolomits folgt das Sulfat des Grundgipses und auf dieses das Chlorid in den dunkelroten Mergeln. Es ist dies die Reihenfolge, in der sich aus einer gemeinschaftlichen Lösung von Carbonat, Sulfat und Chlorid (also aus Meerwasser) die betreffenden Stoffe bei zunehmender Konzentration ausscheiden, wobei ich aber nicht behaupten will, daß die Kalk- und Dolomitbänke dieser Stufe auf rein physikalischem Wege entstanden seien.

Was die Fossilführung dieser Stufe anbetrifft, so deutet das Auftreten von *Myophoria Goldfussi* und *M. intermedia* in der Bochinger Bank und von *M. transversa* und *Gervillia substriata*, neben obigen, in der Mauchachbank, darauf hin, daß die Stufe des Grenzdolomits noch nach unten zur Lettenkohle oder richtiger zum Muschelkalk zu rechnen ist, wofür ja auch die Eindampfung von Wasser der Grenzdolomittransgression spricht.

Mit der die dunkelroten Mergel abschneidenden Bleiglanzbank treten wir erst in den eigentlichen Keuper ein. Das Auftreten der den Myophorien des oberen Muschelkalks fremden *Myophoria Raibliana*, deren Identität mit der *M. Kefersteini* der Raibler Schichten ich an Hand einer großen Anzahl schöner Schalenexemplare aus der Bleiglanzbank von Sindelfingen nachweisen konnte, gibt uns den Beweis, daß wir die Stufe der Bleiglanzbank als das Produkt einer weit von Süden her ausholenden Transgression frischen Meerwassers aufzufassen haben.

Die Eindampfung dieser Wasser geschah dann unter beinahe den gleichen Verhältnissen wie in der Stufe des Grenzdolomits.

Auf die Bleiglanzbank mit ihrem reichen Tierleben und der dadurch abgeschiedenen Carbonatbank folgt der mittlere Gipshorizont, in dem sich im allgemeinen keine Steinmergel finden. Knolliger Gips und viel Ton sind in Württemberg für diese Abteilung charakteristisch.

Im oberen Teil finden sich sehr häufig Steinsalzpseudomorphosen, während der Gips zurücktritt.

Wir sehen also auch hier wie in der Stufe des Grenzdolomits die Reihenfolge Carbonat—Sulfat—Chlorid.

In beiden Fällen haben wir Eindampfungszonen vor uns!

Der sicherste Beweis für die Richtigkeit dieser Auffassung wird vor allem durch ein von van Werveke in den Mitteilungen der geologischen Landesanstalt von Elsaß-Lothringen 6. p. 361 veröffentlichtes Profil einer Kernbohrung von Dieuze gegeben. Dort zeigte sich, daß über dem sicher erkannten Grenzdolomit der Lettenkohle zuerst 36 m Gips und Anhydrit folgen, die unserem Grundgips entsprechen, darauf liegen 34 m Steinsalz, Gips und Mergel. Bis hierher geht also sicher die erste Eindampfung oder die Stufe des Grenzdolomits.

Die Transgression der Bleiglanzbank hat hier zwar nicht zur Abscheidung einer fossilführenden Bank geführt, wohl aber hat sie einen starken Wechsel in der Sedimentation hervorgerufen, indem über dem Salzlager der Stufe des Grenzdolomits ein 34 m mächtiges zweites Gipslager folgt, in dem Salz nur sekundär als Spaltfüllung vorkommt. Auf dieses folgen 80 m Salz, Gips und Anhydrit, die mit dem ebengenannten Gipslager eine zweite Eindampfungszone darstellen, die unserer Stufe der Bleiglanzbank entspricht.

Bedeckt ist dieses obere Salzlager von 30 m bunten Mergeln, die sicher unseren Estherienschichten entsprechen, auf sie folgt Schilfsandstein.

Die Stufe der Estherienschichten, deren Liegendes mancherorts, z. B. im südöstlichen Baden und in Franken, von einer nicht sehr fossilreichen Bank, der *Corbula*-Bank Thürach's, gebildet wird, besitzt in Württemberg eine Mächtigkeit von ca. 30 m.

Ich konnte sie, ähnlich wie dies die badischen Landesgeologen im Kraichgau getan haben, in Württemberg und auch im südöstlichen Baden in zwei Abteilungen gliedern, die, bei etwa gleicher Mächtigkeit, sich durch ihre Farbe unterscheiden. Unten, die bunten Estherienschichten und oben die grauen Estherienschichten, zwischen diesen und dem Schilfsandstein normaler Fazies befinden sich noch ca. 4 m obere bunte Estherienschichten, die dem oberen Gipshorizont der badischen Landesgeologen im Kraichgau entsprechen.

Die Estherienschichten sind charakterisiert durch das starke Vortreten fester Lettenschiefer, daneben finden sich ziemlich häufig Steinmergel, die auch große Entfernungen durchstreichen. Gips in Stöcken ist besonders in den bunten Estherienschichten recht häufig, er erreicht aber nie, außer im südöstlichen Baden, die Ausdehnung und Geschlossenheit wie im Grundgips oder im mittleren Gipshorizont.

Von den Steinmergeln sind einige fossilführend, selten läßt sich aber diese Eigenschaft auf größere Strecken verfolgen.

Es empfiehlt sich also in den Estherienschichten nicht, Fossilbänke entfernterer Vorkommen miteinander zu vergleichen, wenn nicht der verhältnismäßig lückenlose Zusammenhang nachgewiesen werden kann, wie dies z. B. bei der Anatinenbank auf große Entfernungen möglich ist. Theoretisch könnten ja überhaupt alle Steinmergel versteinerungsführend sein, weil ihr Carbonat zur Abscheidung doch eines tierischen Lebens bedurfte. — Das gleiche läßt sich wohl auch von den fossilführenden Steinmergeln des mittleren Keupers sagen, wie überhaupt die Estherienschichten große Ähnlichkeit mit den Mergelschichten des mittleren Keupers besitzen.

Die Entstehung der Estherienschichten führe ich auf vom Land her einsetzende starke Zufuhr süßen Wassers zurück, mit

4. Stufe des Schilfsandsteins, 2—30 m	Glimmerreicher Sandstein und sandige Mergel, je nach der Mächtigkeit als Flutfazies in die Estherienschichten eingeschnitten.	
3. Stufe der Estherienschichten, ca. 30 m	bunte und graue Lettenschiefer, viele Steinmergel. *Estheria loxitexta.*	c) Obere bunte Estherienschichten ca. 5 m b) Graue Estherienschichten ca. 12 m, darin in Franken die Anatinenbank. a) Bunte Estherienschichten ca. 17 m. Im südöstlichen Baden und in Franken eingeleitet von der *Corbula*-Bank.
2. Stufe der Bleiglanzbank, ca. 25 m	Toniger Gips, selten Steinmergel, oben Steinsalzpseudomorphosen.	b) Mittlerer Gipshorizont ca. 25 m, fossilleer. a) Bleiglanzbank 0,10—0,50 m. Mit *My. Raibliana* und *Pseudocorbula.*
1. Stufe des Grenzdolomits, ca. 40 m	Bunte Lettenschiefer, geschlossene Gipslager, fossilführende Steinmergel.	c) Dunkelrote Mergel, ca. 15 m, fossilarm[1]. Steinsalzpseudomorphosen. b) Grundgips, ca. 15 m. β) Bochingerbank *My. Goldfussi. My. intermedia.* (Im Norden Myaciten). α) Mauchachbank *My. transversa, My. intermedia.* a) Grenzdolomit, 0,50 m, fossilreich, *My. transversa, My. Goldfussi, My. intermedia, Ge. socialis, Nautilus* usw.
Lettenkohle		

[1] Herr cand. rer. nat. Pfeiffer fand hierin in der Heilbronner Gegend Myaciten.

dem eine Menge tonigen Materials neben gelöstem Carbonat in das Keupermeer eingeschwemmt wurde. Die Aussüßung gestattete wieder ein Tierleben, das in den grauen Estherienschichten so stark wurde, daß alle bunten Eisenverbindungen reduziert werden konnten, was in den bunten Estherienschichten noch nicht der Fall war.

Über den Estherienschichten und in sie in mächtigen Flutrinnen einschneidend folgt der Schilfsandstein. Er stellt das Maximum dieser Süßwasserzufuhr dar, die dabei nicht nur toniges Material, sondern auch viel Quarz- und Glimmersand mitführte. Dieser Vorschub sandigen Materials erfolgte natürlich nicht plötzlich, ebensowenig wie er mit einem Schlag aufhörte. Das Einsetzen sehen wir im oberen Teil der Estherienschichten, wo sich neben viel tonigem Material recht reichlich Glimmersand findet. Man kann dies natürlich nur dort beobachten, wo der Schilfsandstein in normaler Fazies vorliegt, das heißt, wo er ohne Diskordanz die Estherienschichten überlagert. Das Ausklingen der Sandführung sehen wir in den dunklen Mergeln Lang's, die ich deshalb auch nur als eine tonige und natürlicherweise etwas jüngere Fazies des Schilfsandsteins ansehe, nicht aber als den Absatz eines erneut vordringenden Meeres. Dieses Einsetzen und Ausklingen des Schilfsandsteins, ferner vor allem seine lückenlose Ausbreitung über ein riesiges Gebiet und die Zwischenschaltung von Mergeln, ja sogar von Steinmergeln, hat mich zu der Ansicht geführt, daß der Schilfsandstein in Württemberg und weiter westwärts unter einer Meeresbedeckung abgesetzt wurde. (Meer nicht im Sinne eines freien Ozeans, sondern als ganz oder teilweise von der hohen See abgeschnittenes, mit Salzwasser angefülltes Seebecken größter Ausdehnung.)

Die Flutrinnen wären dann trotzdem als untermeerische Fortsetzung von Flüssen aufzufassen, für welche Möglichkeit wir ein Beispiel im Verhalten des Rheins im Bodensee besitzen.

Über den Schilfsandstein in Flutfazies läßt sich nicht viel Neues sagen, ich konnte nur die Ansicht von E. Fraas u. a. bestätigen, daß die allgemeine Richtung der Flutrinnen in Württemberg von Ost nach Westen geht; interessant ist ferner, daß wir in dem eigentümlichen langgedehnten Höhenzug des Heuchelberges wohl sicher eine derartige, durch die Erosion herauspräparierte Flutrinne besitzen, deren östliche Fortsetzung vielleicht im Neckarsulmer oder Heilbronner Schilfsandsteinzug zu suchen ist.

Ich lasse hier ein Übersichtsprofil des unteren Keupers in Württemberg folgen, wobei ich aber betonen muß, daß die Mächtigkeit der einzelnen Schichten in weitestem Maße von dem Grade der Auslaugung abhängig ist. (Siehe Tabelle p. 122.)

Besprechungen.

Robert Marc: Vorlesungen über die chemische Gleichgewichtslehre und ihre Anwendung auf die Probleme der Mineralogie, Petrographie und Geologie. Jena bei Gustav Fischer. 1911. 212 p. mit 144 Textfig.

Gegen Ende der sechziger Jahre des vorigen Jahrhunderts bestand der enorme Fortschritt, den damals die Mineralogie machte, darin, daß allmählich die Methoden und Lehren der Physik, namentlich die der Optik auf das Studium der Mineralien angewendet wurden. Es war vor allen Des Cloizeaux, der diesen Weg systematisch vorwärts schritt, und ihm folgten die jüngeren Mineralogen jener Zeit, so daß es heute im Gegensatz gegen früher keinen Anhänger und Vertreter der mineralogischen Wissenschaft gibt, der nicht auf diesem Gebiet vollständig ausgebildet wäre, und keine Vorlesung über Mineralogie, die dem nicht eingehend Rechnung trüge. Damit war auch die Möglichkeit gegeben, die Gemengteile selbst der dichten Gesteine in rationeller Weise u. d. M. zu untersuchen, wie es Sorby angefangen und Rosenbusch, Zirkel u. a. weiter ausgebildet haben. Die Folge war ein ungeahnter Fortschritt der Petrographie, der jetzt noch andauert und der auch auf viele Gebiete der Geologie neues Licht warf. Heute steht die Mineralogie wieder vor einem Wendepunkt wie damals, der Fortschritt, den sie jetzt nehmen wird, und der sich schon vielfach fühlbar macht, ist die Anwendung der Lehren der physikalischen Chemie auf die Kenntnis und das Studium der Mineralien. Nur wer die Lehren und die Methoden der physikalischen Chemie beherrscht, wird in Zukunft an der Weiterentwicklung der Mineralogie vollen Anteil nehmen können und dasselbe gilt für die Petrographie und für ausgedehnte Teile der Geologie. Den Vertretern dieser drei Wissenschaften die Kenntnis der neuen Hilfswissenschaft zu vermitteln, ist der Zweck des vorliegenden Buches, und man darf wohl sagen, daß dieser Zweck auch vollständig erreicht wird, soweit es in einem so engen Rahmen möglich ist, in dem es nur die Kenntnis der allgemeinsten Grundlagen der Physik und Chemie voraussetzt, wie sie von jedem älteren Studierenden der Naturwissenschaften gefordert werden. Das Buch, für das der Verf., der gleichzeitig Dozent der physikalischen Chemie und Assistent am mineralogischen Institut der Universität Jena ist, besonders geeignet erscheint, ist hervorgegangen aus Vorlesungen über den im Titel genannten Gegenstand, die von den Studierenden mit Interesse gehört wurden. Der

Inhalt dieser 13 Vorlesungen ist der folgende: 1. Der Begriff des Gleichgewichts in der Chemie. 2. Einfluß der Änderungen der Konzentration, des Drucks und der Temperatur auf das Gleichgewicht: a) Massenwirkungsgesetz, b) Phasenregel. 3. Abhängigkeit des Schmelzpunkts vom Druck, polymorphe Umwandlung. 4. Abhängigkeit der Stabilität vom Druck, Kristallisations- und Umwandlungsgeschwindigkeit und ihr Einfluß auf die Struktur des entstehenden Produkts. 5. Systeme aus zwei Komponenten. 6. Einfluß des Drucks auf Systeme aus zwei Komponenten, deren Ausscheidungsfolge und Ausscheidungsform. 7. Die festen Lösungen. 8. Systeme aus drei Komponenten. 9. Systeme aus mehreren Komponenten, von denen die eine flüchtig ist; speziell wäßrige Lösungen: a) Kryohydratischer Punkt, Schmelzpunkt von Hydraten, b) Die Zersetzung von Hydraten, c) Dreistoffsysteme, d) Das isotherme Diagramm, e) Das granitische Magma. 10. Die Untersuchungen VAN'T HOFF's über die ozeanischen Salzablagerungen: a) Einleitende Untersuchungen, b) Die einzelnen Zweistoffsysteme, c) Die Kristallisationsbahnen. 11. Dasselbe wie in 10., Fortsetzung: a) Mitberücksichtigung des Chlornatriums, b) Die Umwandlungsvorgänge und die Methode ihrer Untersuchung, c) Die wichtigsten Änderungen bei höheren Temperaturen, d) Prüfung der experimentellen Ergebnisse an den natürlichen Vorkommen. 12. Gleichgewichte an Oberflächen: a) Die Adsorptionsreaktionen, b) Die Natur der Gele und ihre Bedeutung im Mineralreich, c) Die Adsorption an kristallinischen Stoffen. 13. Allgemeine geochemische Betrachtungen. Man ersieht aus dieser Inhaltsangabe, daß der Stoff sorgfältig und zweckmäßig ausgewählt ist, so daß das Buch für eine erste Einführung wohl geeignet ist; für solche, die weitergehen wollen, ist überall die wichtigste Literatur angeführt. Die Ausstattung in Druck und Abbildungen ist wie bei allen Werken aus dem bekannten Jenaer Verlag vortrefflich, so daß man dem vorliegenden auch aus diesem Grunde den besten Erfolg wünschen kann. **Max Bauer.**

Adolf F. Weinhold: Physikalische Demonstrationen. Anleitung zum Experimentieren im Unterricht an höheren Schulen und technischen Lehranstalten. Fünfte verbesserte und vermehrte Auflage. Leipzig bei Johann Ambrosius Barth. 1. Lieferung. 1911. 352 p. Mit 5 Taf. und 262 Fig. im Text.

Das vorliegende Werk hat sich, wie das Erscheinen in 5. Aufl. zeigt, für den von ihm ins Auge gefaßten Zweck recht nützlich erwiesen. Auch Mineralogen können aus den klar anschaulich beschriebenen, durch gute Abbildungen erläuterten Versuchen für Unterrichts- und Forschungszwecke manches Brauchbare entnehmen, weshalb hier kurz darauf aufmerksam gemacht werden

soll. Der Inhalt der ersten Lieferung ist: Einrichtung der Zimmerapparate zu mehrseitigem Gebrauch. Einleitung in die Physik. Gleichgewicht und Bewegung. Schwingungserscheinungen. Auch der Inhalt der weiteren Lieferungen soll hier mitgeteilt werden.

Max Bauer.

Alexander N. Winchell. Directions for Laboratory Work in Optical Mineralogy. Madison, Wisconsin, 1911. 36 p. 1 Tafel.

Wenn auch die vorliegende Broschüre hauptsächlich zum Gebrauch in Verbindung mit des Verfassers Elements of Optical Mineralogy in dem optisch-mineralogischen und petrographischen Praktikum der University of Wisconsin bestimmt ist, enthält dieselbe doch Angaben von allgemeinem Interesse.

Der Gebrauch des Mikroskopes mit gewöhnlichem Lichte, isotrope Mineralien, der Gebrauch von parallelem polarisiertem Lichte, der Gebrauch von gekreuzten Nicols in parallelem und konvergentem Lichte, einachsige Mineralien, die optischen Eigenschaften zweiachsiger Mineralien, zweiachsige Mineralien und der Gebrauch der analytischen Tabellen zum Bestimmen der gesteinsbildenden Mineralien, wie sie sich in Winchell's Optical Mineralogy vorfinden, werden in kurzen Abschnitten behandelt.

E. H. Kraus.

Jesse Perry Rowe. Practical Mineralogy Simplified. New York 1911. 162 p. und 2 große Tabellen.

Dieses Buch ist besonders für Bergleute, Prospektoren und solche Studenten des Bergbaus, die nur wenig in der Mineralogie bewandert sind, bestimmt.

Die wichtigsten physikalischen Eigenschaften der Mineralien und die verschiedenen Flammenfärbungen werden kurz in der Einleitung beschrieben. Dann folgen mehr oder minder gemeinverständliche Beschreibungen der Mineralien, wobei besonderes Gewicht auf die Erze gelegt worden ist, indem zirka 100 Seiten denselben und nur 40 Seiten den nichtmetallischen Mineralien gewidmet worden sind. Die verschiedenen Eigenschaften und die ökonomische Verwendung der beschriebenen Mineralien sind in zwei großen Tabellen am Ende des Buches zusammengestellt.

Obzwar das Buch keine Kristallfiguren oder sonstige Abbildungen enthält, was das Verstehen der Beschreibungen natürlich erschwert, werden praktische Bergleute dasselbe doch recht brauchbar finden. **E. H. Kraus.**

Emil Fischer: Taschenbuch für Mineraliensammler. Leipzig bei Oskar Leiner. 5. Aufl. 1911. 324 p. Mit 2 Farbendrucktafeln und zahlreichen Holzschnitten.

Das Buch gibt eine populär gehaltene Anleitung zum Sammeln von Mineralien für Anfänger und eine solche ist offenbar ein Bedürfnis, wie das Erscheinen in fünfter Auflage zeigt. Man findet eine „allgemeine Oryktognosie" bis p. 43, eine „Physiographie der Mineralien" bis p. 199, „Geognosie und Geologie" bis p. 231. Dann folgen endlich „Winke für die Sammler" nur von p. 235—240. Den Schluß bildet ein Fundnotizbuch, eine Anzahl leerer, in einige Rubriken geteilter Blätter zu Notizen. Ohne die populäre Darstellung zu beeinträchtigen, könnte der Verf. den modernen Standpunkt der Mineralogie bei einer etwaigen neuen Auflage etwas besser berücksichtigen und wenigstens bei wichtigen Mineralien das Wissenswerte etwas vollständiger angeben. So werden z. B. beim Diamant mehrere große Steine aufgezählt, die größten „Excelsior" und „Cullinan" scheint Verf. aber nicht zu kennen. Anderseits könnte manches dagegen ohne Schaden wegbleiben, so namentlich die beiden Farbentafeln. **Max Bauer**.

F. H. Hatch: Mineralogy. 4. Aufl. London bei Whittacker & Co. 1912. 253 p. und 124 Abbildungen im Text.

Verf. hat diese 4. Auflage seines kleinen Lehrbuchs den drei früheren gegenüber vollständig umgearbeitet und nicht unerheblich erweitert. Die allgemeine Mineralogie wird auf 82 Seiten teilweise wohl allzu kurz für das Verständnis eines Anfängers abgehandelt. Dann folgt der zweite beschreibende Teil, in dem die Mineralien in den vier Abteilungen der gesteinsbildenden Mineralien, den Erzen, der Salze und der anderen, nicht zu den Erzen gehörigen nutzbaren Mineralien und der Edelsteine kurz abgehandelt werden. Von einem und demselben Mineral ist dabei an verschiedenen Stellen die Rede. Der Druck ist gut, die Figuren könnten z. T. besser sein. Ein recht ausführliches alphabetisches Register macht den Schluß. **Max Bauer**.

K. Foehr: Mineralogie für Ingenieure und Chemiker. Kollegienhefte. 1. Leipzig bei S. Hirzel. 1911. 173 p. Mit 145 Abb.

Das Buch soll wie die anderen von demselben Verfasser herausgegebenen Kollegheft dazu dienen, in der Vorlesung benutzt zu werden. Zur Aufnahme von Notizen ist jeder Band mit weißem Papier durchschossen. Die Behandlung des allgemeinen Teils ist die allgemein übliche, wobei stets die wichtigste Literatur für die weiter strebenden angegeben ist. Im speziellen Teil legt Verf. sein eigenes Mineralsystem zugrunde (vergl. N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. I. -319-). Die Behandlung ist überall kurz und im ganzen übersichtlich. Die Ausstattung ist in Druck und Abbildungen gut. **Max Bauer**.

W. R. Cattelle: The diamond. Johne Lane, The Bodley Head. London 1911. 429 p. Mit zahlreichen Tafeln.

Der Verf., dem wir schon ein Werk über Edelsteine verdanken, behandelt hier den Diamant im einzelnen. Er betrachtet ihn in der Hauptsache vom praktischen Standpunkt aus und betont vornehmlich die Gewinnung und die Verwendung, sowie den Handel, die Eigenschaften im wesentlichen nur, soweit sie darauf von Einfluß sind. Da überall der neueste Standpunkt festgehalten ist, bietet das Buch viel Interessantes. Es enthält eine allgemeine Einleitung über den Diamant und betrachtet dann den Diamant als Handelsware und die Entwicklung des Diamanthandels, die berühmten Diamanten, die Eigenschaften des Diamants und den Diamanthandel, die Farben und die Fehler, die indischen und die brasilianischen Diamantgruben, die Gräbereien in Australien, China, Guayana, Rußland, in den Vereinigten Staaten und die Diamanten in den Meteoriten, endlich, selbstverständlich in besonderer Ausführlichkeit, die Diamantvorkommen in Südafrika, wobei allerdings die in Deutsch-Südwestafrika ziemlich stiefmütterlich behandelt worden sind. Es folgt eine Betrachtung des Diamants vom kaufmännischen Standpunkt aus, der künstlichen Diamanten und der Diamantengewichte, sowie eine Anweisung, wie man sich beim Ankauf von Diamanten zu verhalten und worauf man dabei zu achten hat. Originell und in anderen Werken über Diamant ist eine ausführliche Darstellung der Rolle, den dieser Edelstein in der (englischen) Literatur einnimmt. Den Schluß macht eine Schilderung des aus den Zeitungen der letzten Jahre bekannten dreisten Diamantenschwindels, den der Franzose Henry Lemoine nicht ohne Erfolg ins Werk gesetzt hat. Die Tafeln stellen hauptsächlich eine Anzahl besonders prächtiger Schmuckstücke aus Diamant dar und geben Ansichten zahlreicher Schliffformen, auch der in der letzten Zeit neu aufgekommenen. In dieser Beziehung hätte wohl die Beschreibung etwas eingehender sein können. Ein ziemlich ausführliches Register erleichtert die Orientierung.

Max Bauer.

Miscellanea.

Die Kaiser-Wilhelm-Gesellschaft zur Förderung der Wissenschaft hat die zoologische Station in Rovigno (Italien) durch Kauf erworben, und es ist ein Kuratorium zur Ausnutzung des Instituts zu Forschungszwecken gebildet worden. Ferner hat die Gesellschaft die Gründung mehrerer geologischer Institute eingeleitet. Es handelt sich um ein Unternehmen, das große Mittel in Anspruch nehmen wird.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. März 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1912. No. 5.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.



Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Nochmals über die Deformationen von Salzgesteinen.

Schlußwort auf die „Erwiderung“[1] des Herrn R. Lachmann.

Von **K. Andrée** in Marburg a. L.

Wie zu erwarten war, hat R. Lachmann (im folgenden mit L. abgekürzt) das Bedürfnis gefühlt, auf mein „Nachwort“[2] in der Frage der „Inneren oder äußeren Ursachen der Deformationen von Salzgesteinen“ zu „erwidern“. Ich könnte es mir schenken, nochmals auf die Sachlage zu sprechen zu kommen, da L. meine Einwände in keiner Weise entkräftet hat, und da ich mir vorgenommen hatte, „erst auf das Prinzipielle der fraglichen Erscheinungen eingehender zurückzukommen“, nachdem L. seine neue Ansicht durch die Angabe der umgestaltenden physikalischen Kräfte gestützt haben würde. Diese Begründung seiner revolutionären Anschauungen ist mir aber bisher nicht bekannt geworden. Ich zweifle auch daran, daß sie sich bei L. mittlerweile zu einer klaren Vorstellung verdichtet hat, lese ich doch, aus seiner Feder stammend, folgende Sätze[3]: „Im übrigen kann ich auch heute noch nicht Herrn Harbort zufriedenstellen, wenn er dargelegt haben will, mit welchem physikalischen Namen die Salzauftriebskräfte abgestempelt werden müssen. Nach Kraftgröße und Ablauf scheint mir manches in die Gruppe der osmotischen Kräfte zu weisen, über die ja allerdings selbst unter den Physikern keine gemeinsame Vorstellung existiert. Wie weit sich hier die Laboratoriumsbegriffe und die Erscheinungen in der Natur entgegenkommen, bleibt anderweitig auszuführen.“ Das ist, von L. selber ausgesprochen, der Beweis für die Berechtigung meines allgemeinen Vorwurfes über L.'s Arbeitsweise, auf welchen derselbe jedoch in seiner „Erwiderung“ einzugehen vergessen hat.

Die Art und Weise nun, wie L. diese vorbringt, zwingt mich, nochmals auf die Sachlage zurückzukommen. Indem ich aber vorausschicke, daß ich gar keinen Wert darauf lege, L. zu meiner Auffassung des Begriffs der „Diagenese“ zu bekehren — wenn dieselbe von irgendwelcher Bedeutung für den Fortschritt der Wissenschaft ist, wird sie sich ohnedies durchsetzen —, habe ich folgendes festzustellen:

---

[1] Vergl. dies. Centralbl. 1912. p. 46—48.

[2] Ibidem 1911. p. 698—701.

[3] Monatsber. deutsch. geol. Ges. **63.** 1911. p. 491. (Diskussion mit E. Harbort.)

1. L. erklärt Fältelungen von Kieseritlagen innerhalb relativ ungestörter Salzgesteine durch die Volumvermehrung, welche frisch sedimentierter Kieserit durch Wasseraufnahme bei der Umwandlung in Magnesiumsulfathexahydrat oder gar Reichardtit erleidet. Er bezieht sich hierbei darauf, daß der heute zu Halden aufgeschüttete Kieserit infolge oberflächlicher Verwitterung „Aufwölbungen“ und „Hohlräume“ entstehen läßt, „auf deren Boden wieder kleinere Krusten vom Boden sich aufhebend“ emporwachsen. Von diesen Aufwölbungen und Hohlraumbildungen ist es aber meines Erachtens ein weiter Weg zu den **gefalteten** Hexahydrat- bezw. Reichardtit-Lagen, die L. sich in der Zechsteinzeit an der Erdoberfläche entstanden denkt, und ich bestreite eben auf Grund der Tatsachen, die L. unnötigerweise nochmals anführt, nach wie vor, daß Fältelungen von der Art der Kieseritfältelung in dünnen, oberflächlichen Salzschichten entstehen können. Es wäre natürlich interessant zu erfahren, wie sich nun solche Aufwölbungen von Hexahydrat, bezw. Reichardtit bei weiterer Belastung mit Sediment, sowie bei der schließlichen Rückbildung in Kieserit verhalten sollen. Hierüber schweigt sich L. wohlweislich aus. (Es erübrigt sich für mich, die Vorwürfe von „tatsächlichen Irrtümern“ und einem „Übersehen“ — den Ausdruck der Verlegenheit über meine ihm unbequemen Einwände nach dem bewährten Prinzip: die beste Verteidigung besteht im Angriff — zurückzuweisen; denn jeder unbefangene Leser der betreffenden Sätze meines Nachwortes wird in meinem „Ansinnen“ (? !) an L., „mir in der Natur im ursprünglichen, durch Hutbildung nicht veränderten Lager, „verkrampfte“ Lagen von Magnesiumsulfathexahydrat oder Reichardtit“ nachzuweisen, zwischen den Zeilen lesen, daß dieses im Zechsteinsalzlager ziemlich unmöglich ist, da gerade infolge der tiefen Versenkung jene Umwandlung eingetreten sein mußte, über welche mich L. zu belehren versucht. Anders aber liegt der Fall — und das bedeutete der in meinem „Nachwort“ folgende Satz — in jüngeren, nicht so tief versenkten Kalisalzlagern (z. B. Oberelsaß); aber auch hier sind meines Wissens die höher gewässerten Verbindungen des Magnesiumsulfats im unveränderten Lager nicht gefunden worden, wohl aber Kieserit. L. hat also gar nicht verstanden, daß er eben durch das Aussprechen meiner Erwartung ad absurdum geführt werden sollte. Nur anhangsweise sei bemerkt, daß die von L. hierbei erwähnte und tatsächlich nachweisbare tiefe Versenkung der Zechsteinsalze sich sehr schlecht zu dem nach L. kontinuierlichen Aufsteigen [1] der Salzkörper reimt. Es ist doch äußerst merkwürdig, daß das Salz sich dieses hat bieten lassen und nicht mittlerweile nach oben ausgewichen ist!)

Indem nun L. schreibt: „Der Betrag der Formänderung“ (der

[1] Hierzu seihe auch noch weiter unten.

Kieseritlagen) „übersteigt niemals einige Dezimeter. Es muß also deren Ursache eine lokale gewesen sein, und wir sind berechtigt, sie von der Deformation der gesamten Massen zu trennen. Verfehlt wäre es und ist mir auch niemals in den Sinn gekommen, hierbei nach den Kräften zu suchen, welche die inneren und äußeren Störungen der Ekzeme verursacht haben", gibt er indirekt zu, daß er Druckwirkungen, welche die Salze durch physikalische und chemische Zustandsänderungen infolge Abänderung der Bedingungen erzeugen können, nur für lokale Fältelungen heranzieht, welcher Ansicht ich in meinem Nachwort ebenso zugestimmt habe, wie andere in Frage kommende Autoren. Es würden also nunmehr die für die Tektonik im großen als Deformatoren in Betracht kommenden physikalischen Kräfte zu suchen sein, wenn man nicht hierfür, wie Verf. und andere, äußere Ursachen ausreichend hält. Und hiermit komme ich zur

2. Feststellung. Sie bezieht sich auf die Bedeutung, welche dem Riecke'schen Prinzip für die Umformung von Salzlagern innewohnt. Es geht aus meinen Ausführungen (Nachwort p. 700/701) wohl deutlich hervor, daß ich dieselben auf die auf den Druck der auflagernden Gebirgsmassen zurückgeführte Lösungsumlagerung nach Riecke beschränken wollte, welche L. als passiven Rekristallisationsvorgang nach der hangenden Salzauflösungsfläche und als Hauptdeformator der Salzmassen nicht nur in ihrem Innern, sondern auch in ihrer Lage zu den hangenden Schichten bezeichnet. Und indem ich hierbei der Meinung Ausdruck verlieh, daß in dem Beispiel von Kohler der (natürlich tektonisch entstandenen) Alpenfaltung wohl die Auslösung der Riecke'schen Lösungsumlagerung zugetraut werden dürfe, wollte ich lediglich betonen, daß hierbei doch wesentlich bedeutendere Kräfte in Tätigkeit gewesen sind, als diejenigen, welche auf den Salzen lagernde Gebirgsmassen auszuüben vermögen. Es ist aber eine vollkommene Verdrehung der Tatsachen, wenn L. es jetzt so darstellt, als hätte ich mich bei dieser Argumentation auf Stille berufen, welcher bekanntlich in einem Salzlager Nordhannovers mehrfache Überfaltungen feststellen konnte. Ganz abgesehen davon, daß die hier gemeinten Verhältnisse des Kaliwerks Riedel bei Celle keineswegs eine solch' weite Verfrachtung von Gesteinsmassen, wie sie für den alpinen Deckenbau anzunehmen sind, erfordern (— was Stille natürlich auch niemals behauptet hat —), ich habe an keiner Stelle meines „Nachwortes" von dem Wirken der Lösungsumlagerung nach Riecke in diesem speziellen, tektonisch so verwickelten Fall gesprochen, und es ist eine Frage für sich, (die zu erörtern aussichtslos ist, solange nicht die genauen Aufnahmen des genannten Kaliwerkes vorliegen,) ob und inwieweit hier, durch starke tektonische Druckkräfte hervorgerufen, das Riecke'sche Prinzip in Wirksamkeit getreten ist.

Indem aber L. anführt, daß „Deformationen durch Rekristallisation nach dem Riecke'schen Prinzip auch bei geringen Drucken physikalisch wohl erklärlich" seien, hätte er füglich hinzufügen können, daß sie auch geologisch nachweisbar sein müssen. Daß dem bisher nicht so ist, habe ich in meinem „Nachwort" betont, worauf L. aber vergessen hat einzugehen. Schon Stille [1] hat darauf hingewiesen, daß das kontinuierliche Aufsteigen, das L. für sein unter dem Einfluß der Riecke'schen Lösungsumlagerung stehendes Salzgebirge annimmt, nicht nachweisbar ist. Aber es ist auch folgendes zu bedenken: Denken wir uns einen auf einer Unterlage aufliegenden Salzklotz von den Dimensionen einer beliebigen Salzlagerstätte, an dessen Unterkante eine Salzauflösung nach Riecke eintritt, und stellen wir uns vor, daß durch fortwährende Addition der einzelnen Diffusionsweiten bei diesem Vorgange im Laufe geologischer Zeiten die gelöste Substanz bis an die Oberkante des Salzklotzes gelangt, dann wäre die Möglichkeit für einen Abtransport dieser Lösung gegeben, sofern diese Oberkante bis in das Gebiet der subterranen Ablaugung hinaufreicht; andernfalls müßte das in der Tiefe Gelöste an der Oberkante wieder auskristallisieren. So weit wäre nun alles in Ordnung, wenn nicht an der Unterkante durch eben dieselben Vorgänge ein Substanzverlust einträte. Dieser kann sich aber nur dadurch ausgleichen, daß der ganze Klotz um denselben Betrag, um welchen er durch Auflösung unten verkleinert wird, einsinkt. Daß eine Ortsveränderung der Gesamtlagerstätte im Sinne einer Aufwärtsbewegung durch einen solchen Vorgang nicht erreicht wird, liegt auf der Hand. Es ist demnach auch die Ablaugung ein Vorgang für sich, den hiermit in Zusammenhang zu bringen sinnlos ist. Ich könnte also den Vorwurf, des „circulus vitiosus", den L. mir zu machen beliebt, der mich aber nicht trifft, mit mehr Recht auf ihn selber zurückfallen lassen.

Das ist das Sachliche, was ich zu L.'s „Erwiderung" zu sagen habe. Im übrigen unterlasse ich, mich über die Form, in welcher L. dieselbe vorbringt, auszusprechen, die sicher nicht zum Fortschritt unserer Wissenschaft beiträgt. Der Leser kann sich ohnehin ein Bild darüber machen, ob L. berechtigt war, sich mir gegenüber in dieser Weise aufs hohe Roß zu setzen. Jedenfalls fühle ich mich nunmehr veranlaßt, auch auf die Gefahr hin, daß dieses als Rückzug aufgefaßt und ausgebeutet werden könnte, auf eine Erwiderung künftiger L.'scher Ausführungen, sofern sie in ähnlich ausfallender Weise abgefaßt sind, zu verzichten.

Marburg, 30. Januar 1912.

---

[1] H. Stille, Die Faltung des deutschen Bodens und des Salzgebirges. „Kali." 5. 1911. Heft 16 u. 17. Sep. p. 11 ff.

Das Vorkommen der Riesen-Marsupialier in Tasmanien.

Von **Fritz Noetling** in Hobart.

Es wurde bisher allgemein angenommen, daß die Riesen-Marsupialier ausschließlich auf den Kontinent von Australien beschränkt seien[1], aber nicht in Tasmanien vorkämen. Im Jahre 1888 schrieb Johnston[2], der die Geologie Tasmaniens besser wie irgend jemand kannte: „In Tasmania no remains of the extinct giant marsupials, such as *Diprotodon, Nothotherium*, and *Thylacoleo*, have as yet been found either in the ossiferous cavern breccias or in the older alluvial beds.“

Die Überraschung war daher allgemein, als Mitte 1910 in einem Torfmoor in der Nähe von Smithton, das unter dem Namen Mowbray Swamp bekannt ist, angeblich die Reste eines Riesen-Marsupialiers gefunden wurden. Anfangs schien es, als ob die Entdeckung unsicher sei, allein einige Photographien des Schädels und der Femora ließen keinen Zweifel zu, daß in der Tat die Reste eines Riesen-Marsupialiers zutage gekommen waren. Dieselben wurden von dem Museum in Launceston erworben und sind seither von dem Kurator desselben unter dem Namen *Nototherium tasmaniense* beschrieben worden[3]. Leider ist die Beschreibung eine so wenig zufriedenstellende, daß man füglich daran zweifeln darf, ob die Bestimmung auch richtig ist. Was ich gesehen habe, bringt mich, nachdem ich die prachtvollen Skelettreste und Schädel im Museum zu Adelaide gesehen habe, zur Ansicht, daß die in Tasmanien gefundenen Reste zu *Diprotodon australis* gehören. Jedenfalls wäre eine Untersuchung und Bearbeitung der in Tasmanien gefundenen Skeletteile von berufener Seite erwünscht, aber dieselbe ist vorläufig wenigstens kaum zu erhoffen.

Wenn auch somit die generische und spezifische Bestimmung nicht ganz sicher steht, so steht wenigstens doch so viel fest, daß wir es mit Überresten eines gigantischen Marsupialiers zu tun haben, der, falls er nicht mit *D. australis* Owen ident ist, so doch sehr nahe mit demselben verwandt war.

Smithton ist ein kleines Städtchen an der Mündung des Duck-River, nahe der Nordwestecke Tasmaniens (etwa 41° 8′ südl. Br. und 145° 8′ östl. Länge), das erst in den letzten Jahren einen Aufschwung genommen hat. Ungefähr drei Meilen westlich von Smithton findet sich ein großes Torfmoor, der sogen. Mowbray Swamp, das sich fast von der Meeresküste an mehrere Meilen in südlicher Richtung erstreckt. Ein Dünenzug trennt das nördliche

---

[1] Stirling, Fossil Remains of Lake Callabona. Mem. Royal. Soc. South. Austr. **1.** Pt. II (so that this great marsupial appears to have bad an immense range and to have probably wandered over the whole Continent of Australia).

[2] Geology of Tasmania. p. 327, siehe auch p. 325.

[3] Tasmanian Naturalist 1911.

Ende von der See, und wie es scheint unterlagert der Sand den Torf. Die Oberfläche des Moores ist gegenwärtig dicht mit Wald bestanden. Man könnte vielleicht darüber streiten, ob das Wort „Moor" ganz zulässig sei, denn der Mowbray Swamp ist kaum ein Moor in dem Sinne, wie wir das Wort in Deutschland auffassen. Noch viel weniger ist es ein „Sumpf".

So viel steht fest, daß wir es mit einer ausgedehnten Bodensenke zu tun haben, deren tiefster Punkt nicht über, wenn nicht gar unter dem heutigen Meeresspiegel liegt. Diese Bodensenke, die ziemlich in nordsüdlicher Richtung verläuft, kann möglicherweise einen alten Flußlauf darstellen, dessen Mündung durch Dünensand blockiert wurde. Erfüllt ist dieselbe mit einem schweren, schwarzen Humus.

Überall finden sich auf der Oberfläche niedrige, kraterartige Hügelchen, die zumeist aus lockerem, manchmal auch recht festen Kalktuff aufgebaut sind. Die kraterartige Öffnung ist mit einem kristallklaren Wasser erfüllt, das bis zur Spitze des Hügels reicht, in welchem Gasblasen aufsteigen. Manche dieser Hügelchen sind nur wenige Fuß hoch, der höchste, den ich sah, hat eine Höhe von etwa 30 Fuß. Da das Wasser über den Rand abfließt und das umlagernde Land in einen Sumpf verwandelt, so wurden bei den Kultivierungsarbeiten die Hügel durch einen schmalen Einschnitt, der vom Rande bis zum Schlot reichte, geöffnet. Durch den so hergestellten Graben floß dann das Wasser direkt ab.

Dieser Einschnitt gewährte einen Einblick in die Struktur der Hügelchen. Zu meinem größten Erstaunen waren dieselben zumeist aus Torf aufgebaut, und die Oberfläche wurde durch einen harten Kalksinter gebildet. Es scheint, als ob unterirdischer Gasdruck die Humusdecke zu einer Blase emportrieb, die schließlich platzte; durch die so hergestellte Öffnung floß dann stark kalkhaltiges Wasser ab, das dann beim Verdunsten eine Decke von Kalktuff zurückließ. Letzterer führt häufig dieselben Molluskenschalen, wie weiter unten erwähnt. Ich konnte mich davon überzeugen, daß die im Wasser aufsteigenden Gasblasen Kohlensäure sind, denn ein brennendes Streichholz verlosch sofort, als ich es in dem Einschnitt in die Schicht unmittelbar über dem Wasser brachte.

Das Wasser, das beim Aufsteigen kristallklar ist und keinerlei Geschmack besitzt, setzt einen dicken, flockigen Schaum einer Eisenverbindung ab, wenn es nur kurze Zeit in Berührung mit der Luft gelangt. Ein Stück Torf war nach monatelangem Trocknen mit einer Kruste von weißen Nadeln überzogen, die ganz den adstringierend süßlichen Geschmack von Eisensulfat besitzen.

Leider ist bisher noch keine Analyse des Wassers gemacht worden, allein alle diese Erscheinungen deuten darauf hin, daß es trotz seiner Klarheit einen außerordentlich hohen Mineralgehalt

besitzen muß. Leider hatte ich kein Thermometer zur Hand, aber jedenfalls war die Temperatur eine niedrige, wir hatten es also bei diesen Quellen mit einem kalten, stark eisen- und kalkhaltigen Säuerling zu tun.

Eine Erklärung dieser Erscheinung steht noch aus, doch glaube ich, daß diese Quellen das Resultat eines sehr intensiven Verwesungsprozesses sind, der sich im Innern des Moores abspielt. Angeblich sollen auch Quellen mit stark schwefelartigem Geruch vorkommen, doch habe ich solche nicht gesehen. An sich wäre dies ja wohl verständlich.

Wie weit die Nähe der See auf das Grundwasser des Moores von Einfluß ist, vermag ich nicht zu sagen. Das Wasser hat keinerlei salzigen Beigeschmack, trotzdem es nur durch einen schmalen Sandstreifen von etwa 1—2 Meilen Breite von der See getrennt ist, und trotzdem der Boden der Senke im Niveau des Meeresspiegels, wenn nicht gar tiefer liegt.

Der Humus oder Torf ist noch nicht untersucht, er besteht durchaus aus vermoderten Pflanzenresten, deren Struktur meist noch deutlich erkennbar ist. Ein reichliches Quantum anorganischer Substanz, wohl Schlamm, ist demselben beigemischt.

Eingelagert darin liegen mächtige vermoderte Baumstämme; ebenso sind die Strünke von Baumfarrn noch wohl erkennbar.

Wenn drainiert, so liefert dieser Humus fruchtbares Ackerland, und während der Ausführung von Drainagearbeiten wurden die Knochen aufgefunden. Die Kultivierung bewegt sich zurzeit noch längs des Randes des Moores, aber so viel hat sich schon ergeben, daß dasselbe eine Mächtigkeit von nicht weniger als 25 Fuß besitzt. Der Drainagegraben wurde bis zu einer Tiefe von etwa 10 Fuß ausgehoben und bei dieser Gelegenheit stießen die Arbeiter auf die Knochen etwa 8 Fuß unter der Oberfläche. Leider ließ sich zur Zeit meines Besuches im Anfang des Jahres 1911 nicht mehr ermitteln, wie die Knochen lagen, es scheinen aber die Reste zwei Individuen, einem größeren und einem kleineren anzugehören.

Ich untersuchte die Stelle genau, dieselbe unterschied sich aber in nichts von den in allen Gräben zu beobachtenden Durchschnitten, nämlich vermoderte Pflanzensubstanz mit wirr eingelagerten Stämmen oder Wurzelstrunken. Sehr häufig finden sich unregelmäßige Schmitzen von Wiesenkalk eingelagert im Torf und diese sind voll von Schneckenschalen. Wie es schien, so lagen die Knochen halb in einer solchen Schneckenschicht. Eine Aufsammlung ergab reichliches Material, das ich in Hobart sorgfältig mit typischen Formen, z. T. Originalien der betreffenden Arten vergleichen konnte. Hiernach fanden sich:

1. *Vitrina (Taryphanta) Millegani* Pfeiffer.
2. *Helix (Hammulina) Hamiltoni* Cox.

3. *Bulimus (Caryodes) Dusfresnii* Leach (nur Eier).
4. *Succinea australis* Jer.
5. *Physa tasmanica* Ten. Wood.
6. *Bithynella nigra* Quoy u. Gaimard sp.
7. *Cyclas tasmanica* Ten. Wood.
8. *Pisidium tasmanicum* Ten. Wood.
9. *Ostracodum* spec. indet.

Besonders interessant ist unter diesen Formen *Physa tasmanica*. Nach Tennison Wood, der diese Art zuerst beschrieb[1], soll sich dieselbe so wenig von der europäischen *Ph. fontinalis* unterscheiden, daß er zuerst geneigt war, die tasmanische Form als eine importierte Art anzusehen. Daß dies nicht der Fall ist, ist nunmehr durch ihre Auffindung 8 Fuß unter der Oberfläche im Mowbray Swamp erwiesen. Hiermit ergibt sich aber ein anderes merkwürdiges Problem. Ist *Ph. tasmanica* wirklich so nahe verwandt mit der europäischen *Ph. fontinalis*, daß beide kaum zu unterscheiden sind, so kann man, da jede andere Möglichkeit ausgeschlossen ist, nur an eine unter dem Einfluß klimatischer Verhältnisse entstandene Konvergenzerscheinung denken. Nach dem Abschmelzen der Gletscher mögen sich gewisse Molluskenformen in Tasmanien in ähnlicher Weise entwickelt haben wie in Europa unter denselben klimatischen Bedingungen. Die Folge wird eine Analogie der Form sein, die nicht notwendigerweise auf einen direkten Zusammenhang deutet. Ich glaube, niemand wird auch in seinen kühnsten Träumen annehmen, daß *Ph. fontinalis* von Europa nach Tasmanien gewandert ist, oder umgekehrt *Ph. tasmanica* nach Europa zog und dort als *Ph. fontinalis* weiterexistiert.

Sämtliche hier bestimmte Arten mit Ausnahme von *Caryodes Dufresnii* sind sehr häufig, *Helix Hamiltoni* ist nicht sehr häufig. Alle diese Arten sind heute in Tasmanien lebend und gehören mit zu den häufigsten Formen.

Hieraus ergibt sich, daß die Torfschicht, in welcher die Überreste dieses Riesen-Marsupialiers gefunden wurden, durchaus rezent sein muß, mit anderen Worten, daß also dieser Riesen-Marsupialier, ob wir ihn nun *Diprotodon australis* oder *Nototherium tasmaniense* nennen, noch in sehr junger Zeit in Tasmanien gelebt haben muß. Das Aussterben dieser Riesenformen muß also in allerjüngster Zeit erfolgt sein.

Es scheint bezeichnend, daß diese Reste gerade dort zutage gekommen sind, wo in noch sehr rezenter Zeit eine Landverbindung über King Island mit dem australischen Kontinent bestand, anderseits mag dies aber auch ein Zufall sein. Vorläufig läßt sich noch nicht erweisen, ob die Riesen-Marsupialier über ganz Tasmanien verbreitet waren, oder ob dieselben nur auf den nördlichen

[1] Pap. u. Proceed. Roy. Soc. Tasmania. 1875. p. 74.

Teil beschränkt waren. Gefunden sind solche Reste bisher noch nicht, aber das würde an sich nichts beweisen. Johnston, der die Knochenbreccien in den Höhlen des nördlichen Tasmaniens untersuchte, hat keine Reste von gigantischen Marsupialiern gefunden. Ausgeschlossen ist es nicht, daß sich die Reste von Riesen-Marsupialiern auch im Süden Tasmaniens finden, aber aufgefunden sind dieselben bisher noch nicht. Jedoch mögen die zahllosen vertorften Seen auf dem Hochplateau Tasmaniens noch manche Überraschungen bergen.

Auf Grund unserer gegenwärtigen Kenntnisse müssen wir also annehmen, daß die Verbreitung der Riesen-Marsupialier in Tasmanien recht beschränkt war. Man sieht sich fast zur Annahme gedrängt, daß die Einwanderung derselben gerade dann stattgefunden hatte, als dieselben auch anfingen auszusterben, ohne Zeit gehabt zu haben, sich weiter zu verbreiten. Ferner steht fest, daß die Einwanderung zu einer Zeit, als noch die Landverbindung zwischen Tasmanien und dem australischen Festlande existierte, stattgefunden haben muß. Wenn man also nicht annehmen will, daß die Riesen-Marsupialier in Tasmanien noch lange Zeit nach der Unterbrechung der Landbrücke existierten — und wäre dies der Fall, so wären deren Reste jedenfalls häufiger —, so sieht man sich weiterhin zur Annahme gezwungen, daß die Trennung zwischen Tasmanien und dem Festlande in verhältnismäßig sehr rezenter Zeit stattfand.

Ich habe ferner in einer anderen Arbeit ausgeführt, daß Einwanderung und Aussterben der Riesen-Marsupialier vor der Einwanderung der Ureinwohner stattgefunden haben muß[1]. Die Folge der Ereignisse wäre somit:

<table>
<tr><td rowspan="3">Spätes Post-Glazial</td><td rowspan="3">Molluskenfauna, die gegenwärtig existierende, Flora die heutige, namentlich Baumfarne und Eucalyptus.</td><td>Letzte Phase der Existenz der Landbrücke zwischen Tasmanien und Australien</td><td>1.</td><td>a) Einwanderung der Riesen-Marsupialier
b) Aussterben der Riesen-Marsupialier
c) Einwanderung der Tasmanier.</td></tr>
<tr><td></td><td>2.</td><td>Zerstörung der Landverbindung zwischen Tasmanien und Australien; wahrscheinlich durch große Einbrüche, verbunden mit vulkanischen Eruptionen und nachfolgendem Steigen des Meeresspiegels.</td></tr>
<tr><td>Meeresenge zwischen Tasmanien u. Australien</td><td>3.</td><td>a) Einwanderung der Europäer
b) Aussterben der Tasmanier
c) Herrschaft der Europäer.</td></tr>
</table>

[1] Das Alter der menschlichen Rasse in Tasmanien. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1911. Beil.-Bd. XXXI. p. 303—341. — Siehe auch: The Antiquity of Man in Tasmania. Pap. Proceed. Roy. Soc. Tasmania. 1910. p. 231.

Die Feststellung der Tatsache, daß die Riesen-Marsupialier mit der heutigen Molluskenfauna und der heutigen Flora zusammen existierten, ist von großer Bedeutung.

Noch im Jahre 1900 war E. C. Stirling der Ansicht, daß sich die Reste von *Diprotodon australis* in pliocänen Schichten fänden[1]. In den Ablagerungen des Lake Callabona fanden sich neben den ausgestorbenen Marsupialiern nur eine einzige Molluskenart *Potamopyrgus* sp. neben einigen rezenten Pflanzenresten. Stirling hat seine Altersbestimmung wesentlich auf die Angaben Tate's gestützt. Tate's Auffassung vom pliocänen Alter der Lake Callabona-Schichten steht jedoch auf sehr schwachen Füßen. Wahrscheinlich hat er dieselben deswegen als Pliocän gedeutet, weil sie jünger sind als das, was er als Miocän und Eocän ansah, andererseits aber die ausgestorbenen Säugetiere enthielten.

Der Nachweis, daß in Tasmanien die *Diprotodon*-Fauna in postglazialen Schichten vorkommt, harmoniert vortrefflich mit der bereits im Jahre 1892 ausgesprochenen Ansicht von Sack und Etheridge[2]. Diese Forscher gelangten zur Überzeugung, daß, wenn auch in den südlichen Kolonien, wie Neu-Süd-Wales, Viktoria und Süd-Australien, die *Diprotodon*-Fauna im Pliocän vorkomme, dieselbe in Queensland ganz entschieden posttertiären Alters sei. Der Bann der Tate'schen Ansichten über das Alter des australischen Tertiärs ist hierin unverkennbar, denn im Jahre 1892 hätte niemand daran zu zweifeln gewagt, daß Schichten, die Tate als Pliocän erklärt hatte, möglicherweise gar nicht zum Tertiär gehören könnten.

Obschon die Möglichkeit, daß die Riesen-Marsupialier bereits im Pliocän erschienen, nicht zu bestreiten ist, so will mir diese Auffassung doch nicht recht einleuchten. Ganz abgesehen davon, daß die Tate'sche Ansicht vom Alter der Tertiärschichten in Australien sich neuerdings als grundfalsch erwiesen hat, und daß all das, was Tate z. B. in Südaustralien und Tasmanien als Eocän bezeichnete, ins Miocän hinaufreicht, so ist es nicht sehr wahrscheinlich, daß die Riesen-Marsupialier vom Pliocän, durch die ganze Diluvialzeit bis — nach europäischem Maßstabe gemessen — in die historische Zeit existierten.

Der Fund im Mowbray Swamp hat gelehrt, daß die Riesen-Marsupialier in Tasmanien wenigstens in sehr junger Zeit lebten. Von diesem Gesichtspunkt aus betrachtet, gewinnt auch die Angabe Stirling's vom Vorkommen rezenter Pflanzen zusammen mit den *Diprotodon*-Resten eine ganz andere Bedeutung.

In Tasmanien sind die Riesen-Marsupialier auf alle Fälle

---

[1] l. c. p. 9.

[2] Geology and Palaeontology of Queensland and New Guinea. 1892. p. 608.

postglazial. Selbst wenn man ein so jugendliches Alter für die *Diprotodon*-Reste in Südaustralien nicht anerkennen will, so sind dieselben meiner Ansicht nach doch höchstens glazialen (= diluvialen = pleistocänen) Alters. Ich bin zur Auffassung gelangt, daß die Riesen-Marsupialier eine kälteliebende Fauna repräsentieren, die zu der Zeit existierte, als die höher gelegenen Teile Australiens und Tasmaniens vergletschert waren. Mit dem Abschmelzen der Gletscher, das wohl in den nördlichen Teilen Australiens zuerst einsetzte, verschwanden auch die Riesen-Marsupialier, bis ihre letzten Reste dort ein vielleicht kümmerliches Dasein fristeten, wo sich auch die Gletscher am längsten erhielten, nämlich in Tasmanien.

Auch in dieser Hinsicht bin ich eins mit Sack und Etheridge [1]; diese meinten, daß das Aussterben der Riesen-Marsupialier mit dem Einbrechen großer Landschollen, wodurch klimatische Veränderungen eingeleitet werden, zusammenhinge. Ich bin der oben dargelegten Ansicht und meine, daß die großen Einbrüche in postglazialer Zeit auftraten, nachdem die Riesen-Marsupialier bereits ausgestorben waren. Ich fasse dieselben als das südliche Analogon des auf der nördlichen Halbkugel vorkommenden *Elephas primigenius* auf.

Es wird noch vieler, emsiger Arbeit bedürfen, bevor die obige Ansicht als vollständig erwiesen angesehen werden kann. Namentlich müssen die Forschungen in Tasmanien einsetzen, um den bestimmten Nachweis zu führen, ob in der Tat die Riesen-Marsupialier nur auf den Norden der Insel beschränkt sind und im Süden fehlen. Hoffentlich führen die Drainierungsarbeiten im Mowbray Swamp zu weiteren Funden, denn es ist doch wohl kaum anzunehmen, daß die beiden bisher gefundenen Individuen die einzigen sind, die dort begraben lagen. Allerdings ist dieses Torfmoor recht groß und die Skelette liegen jedenfalls vereinzelt. Ein Sondieren mit dem Bohrer führt zu nichts; die Zahl der im Torfe liegenden Baumstämme ist zu groß, und ein Aufstoßen des Bohrers auf ein hartes Objekt zeigt eher einen Baumstamm als einen Knochen an.

Ich möchte zum Schluß noch betonen, daß, wenn die Ansicht, daß der Einbruch der Bass-Straße von einem Steigen des Meeresspiegels begleitet war, richtig ist, der Mowbray Swamp ursprünglich eine größere Höhenlage als heute gehabt haben muß. In diesem Falle wird er auch einen natürlichen Abfluß gehabt haben, und Stagnation trat erst ein, als mit dem Steigen des Meeresspiegels das Gefälle ausgelöscht wurde.

---

[1] l. c. p. 609.

Ueber Artenbildung durch pseudospontane Evolution.

Von **Max Semper**, Aachen.

Es dürfte allgemein verbreitete Ansicht sein, daß die morphologischen Merkmale der niederen Tiere, bei denen Wille, Gebrauch und Nichtgebrauch der Organe u. dergl. nur verschwindenden Einfluß auf die Gestaltung üben kann, im wesentlichen bestimmt werden durch die Existenzbedingungen, daß also eine Formänderung durch passive Anpassung, durch Reaktion auf geänderte Verhältnisse zu und in der Umgebung zu erklären sei. Nun gibt es unzweifelhaft derartige momentane Anpassung, so z. B. wenn eine englische Auster, ins Mittelmeer versetzt, schnell ihre Größe ändert, divergierende Stacheln bekommt und sich in jeder Weise der im Mittelmeer einheimischen Auster angleicht[1]. Auch zeichnen sich die Faunen der heutigen Korallenriffe durch lebhafte Färbung und, soweit Schalen vorhanden sind, durch deren gesteigerte Ornamentierung vor ihren lebenden Verwandten aus. Die Fossilfaunen gewisser Kalke, die bionomisch den heutigen Korallenriffen gleichgesetzt werden dürfen, zeichnen sich durch dasselbe Merkmal aus, bescheeren daher dem Paläontologen zumeist eine üppige Ausbeute charakteristisch geformter Arten, freilich meist von geringer horizontaler und vertikaler Verbreitung, zugleich aber auch zahlreiche Beispiele für iterative Artbildung oder auch für morphologische Konvergenzen zwischen Angehörigen von keineswegs immer nah verwandten Gattungen. Man darf diese Rifffaunen daher wohl als einen durch passive Reaktion auf Umgebungseinflüsse umgestalteten Teil der gleichzeitigen, allgemeiner verbreiteten Faunen betrachten und die in diesem Lebensbezirk auftretenden Merkmale, wie gesteigerte Ornamentation, scharfe Vorschwingungen und Zurückbeugungen im Verlauf der Anwachsstreifen und des Schalenrandes durch fazielle Umformung erklären.

Wollte man annehmen, daß die Rifffaunen direkt voneinander abstammten und eine besondere, stark lückenhaft überlieferte Reihe bildeten, so hätte man die Frage zu beantworten, weshalb diese Fazies in älterer Zeit eine indifferenter gestaltete Fauna habe umprägen können, später aber nicht mehr.

Anderseits gerät man auch vor eine große Anzahl unlösbarer Fragen, wenn man alle und jede Formveränderung als Ergebnis fazieller und momentaner Anpassung auffassen wollte. So müßte man dann der Theorie nach fordern, daß zwischen den Gliedern einer Stammreihe ein zeitlicher Abstand dem morphologischen Abstand entspreche, findet jedoch nicht selten die Reste verschiedener Entwicklungsstadien gleichzeitig nebeneinander. Waren jene allein der Umgebung angepaßt, so konnten die Vorläufer nicht fortdauern. Es erhellt also, daß die nebeneinander lebenden Ent-

[1] Romanes, Darwin und nach Darwin. 2. p. 250. Leipzig 1897.

wicklungsstadien sämtlich den Lebensbedingungen angepaßt waren und daß die Triebkraft der Weiterentwicklung nicht in Anpassungsnotwendigkeiten gesucht werden darf. Im Rahmen eines von der Natur oder eines künstlich angestellten Experiments können wir zwar nur momentane Umformungen beobachten, das jedoch nicht, weil es nur momentane Umformungen gäbe, sondern zunächst wegen der Bedingungen, unter denen wir beobachten.

Nun hat Walther vor mehreren Jahren eine Mitteilung von Lapworth über die mutmaßliche Lebensweise und Stammesgeschichte der Graptuliten veröffentlicht, in der ein vom Obercambrium bis ins Obersilur dauernder Anpassungsprozeß vorgestellt und auf eine einzige, gleich anfangs in voller Schärfe auftretende Veränderung der Lebensweise zurückgeführt wird, ohne daß je irgend ein neuer oder gesteigerter Antrieb den Verlauf der Entwicklung gefördert hätte[1].

Die weltweite Verbreitung der Graptuliten, zusammen mit der Tatsache, daß sie nur in feinkörnigen, ruhig sedimentierten Schichten mit starkem Kohlegehalt häufig sind, läßt sich zu dem Schluß verwerten, daß diese Tiere ein pelagisches Pseudoplankton bildeten, vergesellschaftet mit Algenresten, wie sie jetzt das Sargassomeer bedecken. Also hefteten die Graptuliten, deren Lebensweise der der rezenten Sertularien ähnlich zu denken ist, sich wahrscheinlich an Algen an und wurden mit deren losgerissenen Ästen verfrachtet. Als Ahnen der Graptuliten kommen Dictyonemen in Betracht, die zuerst im oberen Cambrium nach Art der Graptuliten und als ihre Vorläufer auftreten. Wären diese also im oberen Cambrium auf Tange übergesiedelt, so gerieten dadurch die Kolonien, die nach der früheren Lebensweise auf dem Meeresgrund aufwärts wuchsen, nun in ein eine herabhängende, der Organisation widersprechende Lage. Die älteren Formen, wie *Didymograptus*, gelangten nur zu einem seitlichen Ausweichen, die jüngeren, wie *Monograptus*, bis zu völliger Umkehr und Wiederaufrichtung, indem das Rhabdosom nunmehr ganz „proximal", der nach wie vor abwärts geöffneten Sicula genau entgegengesetzt gerichtet ist. Dieser Umgestaltungsprozeß, der nach Lapworth zum Verständnis aller wesentlichen Merkmale der Graptuliten führt, wird also geleitet durch das Bestreben, sich der herabhängenden Lage zu entwinden. Die Nachwirkung des einmaligen Antriebs zur Umgestaltung erreicht erst im Verlauf einer langen geologischen Periode ihr Ende.

Daß ein solcher Entwicklungsgang tatsächlich eine Anpassung

[1] Joh. Walther, Über die Lebensweise fossiler Meerestiere. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1897. p. 241—248. Die Darstellung, die Lapworth von der Phylogenie gab, ist nicht unwidersprochen. Hier steht nicht die Stammesgeschichte der Graptuliten zur Diskussion, sondern es handelt sich um die Ableitung eines phylogenetischen Begriffs, der an Hand von Lapworth's Darstellung besonders klar und einfach zu gewinnen ist.

wäre, läßt sich nur mit Hilfe der allerersten Anfangsstadien erkennen. Hätte man nur ein herausgerissenes Stück des späteren Fortgangs beobachtet, in dem trotz der in gegebener Richtung weiterschreitenden Umformung keine Veränderung der Lebensweise mehr angenommen werden kann, so würde man ein Zeugnis für innere Gestaltungskräfte, für spontane Evolution zu erblicken glauben. Man wird also einen Entwicklungsprozeß, der generationenlang in einem und demselben Sinn fortgeht, ohne außer dem ersten ursprünglichen einen weitertreibenden oder steigernden Anstoß zu erfahren, als einen Fall von pseudospontaner Evolution bezeichnen können [1].

Sucht man zur festeren Fundierung dieses Begriffs nach weiteren Beispielen, so empfiehlt es sich Ausschau zu halten nach Formen, die einerseits sich gegen die Faktoren der faziellen Umformung möglichst refraktär erweisen, anderseits aber durch eine Veränderung der Lebensweise einen tiefen Eingriff in die Organisation erfuhren. Dadurch lenkt sich der Blick auf die Gattung *Productus*, stiellos gewordene Brachiopoden, bei denen die Funktion des ontogenetisch aus dem Schwanzsegment der Larve entstehenden Halteseils und Aufrichtungsapparats von andern Formelementen in voraussichtlich langwährender Anpassung übernommen sein muß, deren sonstige Schalenmerkmale aber höchst eintönig sind. Es fehlen die Faltungen und Knickungen der Schale, die Vor- und Zurückschwingungen der Schalenränder, die inneren Scheidewände, kurz, die Mehrzahl jener Formelemente, welche hauptsächlich die bei andern Brachiopodengattungen vorhandene Mannigfaltigkeit hervorbringen. Die Artenunterscheidungen bei *Productus* beruhen so gut wie allein auf dem Schalenornament, das aus gröberen und feineren Stacheln in ein paar Typen von Anordnungsweisen, oder aus stärkeren und schwächeren Streifen, radial oder peripher gerichtet, besteht.

Hier zeigt sich nun in der Entstehung des linearen Ornaments aus dem pustulaten, von ebenmäßig verteilten Stacheln gebildeten, ein Beispiel, das kaum anders als durch pseudospontane Evolution erklärt werden kann.

Productella, der devonische Vorläufer von *Productus*, besitzt noch eine schmale Area, die beim eigentlichen *Productus* verschwunden ist, oder doch nur selten und als atavistischer Rück-

[1] Die Bezeichnung ist schwerfällig und der Begriff nicht neu; er fällt vielmehr zusammen mit Nägeli's „Vervollkommnungs-“ oder „Progressionsprinzip“, soll aber den Einschlag teleologisch belasteter Ausdrücke vermeiden, der vielfach zu Mißverständnissen des von Nägeli gemeinten geführt hat. Es soll lediglich bezeichnet werden, daß eine Entwicklung ohne äußeren Antrieb weiter verläuft und nicht wegen eines Zieles, sondern wegen der Bedingungen des Anfangs eine dauernd beibehaltene Richtung verfolgt.

schlag auftritt[1]. Die Schalenform ist bei den ältesten, an der Grenze von Unter- und Mitteldevon auftretenden Exemplaren noch flach und erreicht erst gegen Ende des Devon die aufgeblähte Wirbelgestalt, die für den carbonischen *Productus* typisch ist. Das Schalenornament besteht aus einzelnen, ungefähr in Quincunx stehenden Pusteln, den Basen abgebrochener Stacheln. Die Productellen des europäischen Devon werden meist unter dem Namen *Productella subaculeata* Murch. zusammengefaßt und bilden so einen Komplex recht verschieden beschaffener Formen, den man trotz aller „Zwischenformen" schwer als einheitlich anerkennen, noch schwerer aber in Komponenten zerlegen kann. Die Unterschiede bestehen in der Stärke der Wirbelaufblähung, der weiteren oder gedrängteren Gruppierung der Stachelbasen und deren steigender Menge, besonders aber darin, daß die Pusteln sich bei den oberdevonischen Vertretern in der Nähe des Schalenrandes oft strecken und dann zu radialen Streifen zusammenzutreten beginnen. Der Typus, der sich so herausbildet, lebt neben dem älteren, rein pustulaten in der Gattung *Productus* als Gruppe des *P. scabriculus* fort.

Hall und Clarke's systematische Übersicht der amerikanischen Brachiopoden erlaubt eine schnelle und bequeme Ausschau über den Entwicklungsgang, der sich in Amerika auf denselben Bahnen wie in Europa, wenn auch unabhängig davon, vollzogen zu haben scheint[2]. Auch dort beginnt die Entwicklung im Mitteldevon mit *Productella subaculeata* Murch., mit dem Typus eines aus weitgestellten Pusteln bestehenden Ornaments, das sich im Oberdevon in *P. rarispina* Hall u. a. und im Carbon in der Gruppe des *Productus aculeatus* Mart. fortsetzt. *Productella speciosa* Hall aus dem Oberdevon und Untercarbon zeigt Pusteln, die sich zu Wimperkränzen zu ordnen beginnen, gibt also einen Hinweis auf den Ornamentstypus des carbonischen *Productus fimbriatus* Sow.

Dagegen verlängern sich in einiger Entfernung vom Wirbel die runden Pusteln zu radialen Streifen bei *Productella spinulicosta* Hall und *navicella* Hall (Corniferous und Hamilton). Etwas abweichend gestaltet, mit zahlreichen Streifen und Stachelansätzen, ist die gleichzeitige *P. dumosa* Hall (Hamilton), dagegen setzt sich die Reihe, die schließlich zu lineaten Formen führt, durch *P. hirsuta* Hall, *costatula* Hall und *striatula* Hall des Oberdevon fort, aber erst bei *Productus altonensis* Norw. und Pratten (gleich *P. ovatus* Hall und *P. tenuicostatus* Hall) in der Kinderhookgroup des Untercarbon ergreift die Verschmelzung der Punkte zu Streifen die ganze Wirbelregion. Daneben kommen in *Productella Shumardiana* Hall noch Vertreter des Zwischenstadiums, in *P. arcuata* Hall die ältesten Vertreter des semireticulaten Typus vor.

---

[1] Tornquist, Carbon der Südvogesen. 1. p. 30.

[2] Hall und Clarke, Palaeontology of New York. 8. Part I, Taf. 17.

Die älteste, rein lineate Form, die in Europa auftritt, ist sehr nahe verwandt mit *P. altonensis* NORW. und PRATTEN, wahrscheinlich sogar in diese Art einzubeziehen. Es ist *Productus corrugatus* WHIDBORNE (non M'COY) aus den Piltonbeds von Fremington in Devonshire [1].

Als Bestätigung dessen, daß es sich bei den Fadenstreifen des lineaten Typus tatsächlich um verlängerte und zu fortlaufenden Reihen verschmolzene Stachelbasen handelt, können noch feine Nadelstacheln dienen, die sich mehrfach bei geeigneter Erhaltung auf Abdrücken der Schalenaußenseiten beobachten ließen [2]. Sie bringen beim Abbrechen auf den Schalen selbst keine Spuren hervor und unterscheiden sich dadurch von den gleich zu besprechenden Röhrenstacheln, an deren Basis immer mehrere Fadenstreifen zusammenfließen.

Die Nadelstacheln sind ersichtlich mit den Ausstülpungen der Mantelmembran in Verbindung zu bringen, den Ursachen der punktierten Schalenstruktur, die bei den *Productella*- und *Productus*-Arten, von einer feinen Kalkscheide umgeben, über die Schalenfläche heraustraten, bei einigen Rassen sich in Kränzen gruppierten, bei andern gleichmäßig verteilt an Zahl zunahmen bis zur Ausbildung eines dichten Stachelpelzes (bei *P. horridus* u. a.), bei andern aber unter Erweiterung des Lumens an der Basis sich zu Reihen verbanden, ohne daß bei diesen fast stets neben einander auftretenden Rassentypen der „Anpassung“ irgend ein Einfluß auf die Entwicklung zugeschrieben werden könnte. Es müssen daher

---

[1] WHIDBORNE, Monograph Devonian Fauna South of England. **3**. 2. p. 173. Taf. 21 Fig. 4, 5. Herr WHIDBORNE hatte vor einer Reihe von Jahren die Liebenswürdigkeit, mir Exemplare der von ihm als *Productus corrugatus* beschriebenen Formen zugänglich zu machen. Unter dem gesandten Material befand sich ein Block schwarzen Kalkes von KINGDONS SHIRWELL mit einem Abdruck des typischen *P. corrugatus* M'COY, außerdem aber mit *P. semireticulatus, Spirifer lineatus* u. a. untercarbonischen Formen. Dieses Gestein, obwohl den Piltonbeds zugerechnet, wird doch wohl als reines Carbon betrachtet werden müssen. Andere Schichten mit *Spirifer Verneuili* und *Rhynchonella togata* WHIDB., die einer noch unbeschriebenen Rhynchonella des oberen Fammenien der Eifel sehr ähnlich ist, gehören dagegen sicher ins Oberdevon. *P. corrugatus* WHIDB. (oder *P. altonensis* var.) fand sich häufig in einem braungelben Sandstein von Fremington, der petrographisch denen des eifler Fammenien ähnlich ist, der Fauna nach weder diesem, noch dem eigentlichen Carbon angehört. Übereinstimmende Faunen sind auf dem Festland nicht bekannt; es ist jedoch, worauf auch das Auftreten einer auf enge Verbindung mit der Kinderhookgroup verweisenden Art deutet, wohl wahrscheinlich, daß diese Sandsteine Grenzschichten zwischen Devon und Carbon bilden. Die geologischen Verhältnisse der Piltonbeds scheinen auch aus andern, hier nicht zu besprechenden Gründen noch der Klärung zu bedürfen.

[2] Nach Exemplaren, die mir vorlagen, bei *Productus corrugatus* M'COY, *P. altonensis* N. u. PR. sowie bei *P. altonensis* var. (*P. corrugatus* WHIDB.).

diese Umformungen ohne vitalen Wert und reine Nebenwirkungen einer andern, tiefer begründeten Evolution gewesen sein.

In der Tat haben einige der zu Nadeln umgestalteten Mantelausstülpungen bei den Productiden eine höchst vitale Funktion übernommen, nämlich die schon bei *Chonetes* auftretenden Stacheln am oberen Rand der Area. Sie sind zu Ankerpfählchen geworden und halten die Schale andauernd aufgerichtet, also in der Stellung, die von gestielten Brachiopoden nur vorübergehend, mit Hilfe des Stiels eingenommen wird. Diese Ankerstacheln greifen bei *Productus*, in verschiedenen Rassen zu verschiedener Zeit, auf die Fläche der Ventralschale, sogar auf die der Dorsalschale über und bilden hier die starken, teils wohl als Hilfsstützen funktionierenden, teils aber funktionslosen Röhrenstacheln, die wegen ihrer Größe an ihrer Basis die benachbarten, zu Streifen zusammengeschlossenen Mantelausstülpungen aufsaugen und vorübergehend verschmelzen.

So tritt die Ornamententwicklung der Gattung *Productella-Productus* als ein Spezialfall und eine Nebenwirkung in den Rahmen der Familienentwicklung. Diese wird veranlaßt durch den Verlust des Stiels, eine Veränderung, die sich bei den Strophomeniden schon vorbereitet, da erkennbar dort die halbkreisförmigen Arten mit langem Schloßrand kurzgestielt waren[1], und die sich bei *Chonetes* nach Ausbildung der Ankerpfählchen schon vollendet hat. Der völlige Verlust der Area im Übergang zu *Productus* und alle sonst besprochenen Umformungen erscheinen als Folge dieser höchst vitalen Anpassung, derzufolge ein überall in der Schale vorhandenes Formelement zuerst nur lokal den Antrieb zu gesteigerter Ausbildung empfängt und dann sich allgemein gesteigert, obwohl in rassenweise abgestufter Stärke ausbildet.

Nun dürfte gegen den genetischen Anschluß von *Chonetes* an Strophomeniden kein Widerspruch zu erheben sein, da außer den Schalenmerkmalen auch die innere Organisation die nahe Verwandtschaft erweist[2]. Dagegen fehlt es an einer engen Verbindung zwischen *Productella* und *Chonetes*, denn letztere Gattung besitzt in allen devonischen und älteren Arten bereits das lineare Ornament, das doch bei *Productus* ein neu erworbenes Merkmal darstellt. Wohl sind die ältesten Productellen im Umriß der Schale und durch die flache Wölbung entschieden *Chonetes*-ähnlich, jedoch treten glatte *Chonetes*-Arten, wie man sie am liebsten als Vorläufer von *Productella subaculeata* einsetzte, erst im Carbon auf. Man könnte also vermuten, daß *Productella* aus einem sonst unbekannten, glattschaligen Parallelstamm abzuleiten sei und würde dann in weit-

[1] Schuchert, Synopsis americ. foss. Brachiopoda. Bull. U. S. geol. Surv. No. 87. p. 83 ff.

[2] Neumayr, Über Brachialleisten der Brachiopoden. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1893. II.

gehender und nicht übermäßig einleuchtender Polyphylie die im Carbon auftretenden glatten Choneten, die sich sonst in nichts von den typischen unterscheiden, sowie die triassische *Koninckina* von diesem unbekannten *Productus*-Stamm abzuleiten haben.

Bedeutend näherliegend und durchaus im Einklang mit dem Bekannten ist jedoch der Schluß, daß die lineare Streifung bei *Chonetes* ein rückbildungsfähiges und in mehreren unabhängigen Fällen rückgebildetes Merkmal darstelle. Die Verstärkung der Mantelausstülpungen beim Übergang von *Chonetes* zu *Productella* bedeutet auch einen so tiefen Eingriff in den gesamten Schalenaufbau, daß dabei auch andere, nicht unmittelbar beteiligte Merkmale mitbetroffen werden mußten, und daß die Annahme eines sprunghaften Entwicklungsschrittes, wie solche doch offenbar vorkommen können, gerade an dieser Stelle, wo ein gewisser Vererbungswiderstand zu überwinden war, sehr wohl statthaft erscheint.

Leitet man in dieser Weise, im Einklang mit SCHUCHERT's knapper Darstellung[1], die Gattung *Productus* über *Productella* und *Chonetes* von Strophomeniden ab und betrachtet dabei die auftretenden Veränderungen als Folge des Stielverlustes und als Wirkung pseudospontaner Evolution, so verliert das Nebeneinanderbestehen verschieden weit vorgeschrittener Rassen gänzlich den Charakter eines Problems. Es fragt sich nur, behufs weiterer Bestätigung, ob die von *Productella* abzweigende *Strophalosia*-Reihe, die fernerhin zu Formen wie *Aulosteges*, *Scacchinella* und *Richthofenia* führt, ebenfalls als ein Fall pseudospontaner Evolution verstanden werden könne.

Die devonischen Strophalosien sind den gleichzeitigen Productellen sehr ähnlich, befestigen sich aber auf ihrer Unterlage nicht durch Ankerstacheln, sondern durch ein am Ventralwirbel abgesondertes Zement. Diese Art, den Verlust des Stiels unter Verlassen des anfangs eingeschlagenen Weges auszugleichen, wiederholt sich mehrfach; so tritt bei dem untercarbonischen *Productus complectens* ETH. Zementabsonderung zu der Ausbildung rankenförmig die Unterlage umschlingender Röhrenstacheln hinzu und umgekehrt bei dem obercarbonischen *Aulosteges spondyliformis* WHITE und ST. JOHN die Ausbildung rankender Stacheln zu der ererbten Zementierung. Im allgemeinen bleibt aber die Ausbildung von Stacheln im *Strophalosia*-Stamm auf dem *Productella*-Stadium stehen, d. h. es werden nur Nadelstacheln ausgebildet, die gleichmäßig über beide Schalenflächen verbreitet sind, zuweilen ähnlich wie bei gewissen *Productus*-Arten, einen dichten Pelz bilden, aber nachdem ihnen einmal die Funktion des Verankerns genommen ist, sich nicht mehr vergrößern oder zu Röhrenstacheln vergröbern.

[1] SCHUCHERT, l. c. p. 83 ff.

Dafür zeigt sich bei den permischen Strophalosien und bei *Aulosteges*, daß die Rückbildung der schmalen, von *Productella* übererbten Area nicht nur zum Stillstand gekommen ist, sondern sich in ihr Gegenteil verkehrt hat. Die nach Yakowlew [1] für alle angeheftet lebenden Brachiopoden charakteristische Verlängerung und Überhöhung der Area tritt fast regelmäßig, zuweilen außerordentlich stark auf. Dabei aber werden nicht frühere Zustände der Organisation einfach wieder hergestellt, sondern die neugebildete Area hat an Stelle des Delthyrium entweder nur einen linearen Spalt ohne Deckplatte, oder eine breitere Öffnung, die durch eine nur deltidiumähnliche Platte verschlossen wird. Das Pseudodeltidium von *Chonetes* ist glatt und unpunktiert, wie es auch ontogenetisch gegenüber der Schale ein selbständiges Gebilde ist; die entsprechende Platte bei *Aulosteges* trägt wie die übrige Schale kleine Nadelstacheln, dokumentiert dadurch also ihre punktierte Struktur [2].

Man kann das Überhandnehmen von Nadelstacheln, ebenso die Ausbildung funktionsloser Röhrenstacheln sehr wohl als ein „Über das Ziel schießen einer im Rollen befindlichen Evolution" bezeichnen. Als parallele Erscheinung zeigt sich im *Strophalosia*-Stamm, daß bei *Scacchinella* unter starker Verlängerung der Area die Absonderung des Zement überhand nimmt und sich auf die ganze Schale erstreckt. Bei *Richthofenia* ist dann sogar die auf den *Strophalosia*-Stamm verweisende Organisation durch die alles überdeckende starke Runzelschicht dicht verhüllt, gewiß die denkbar extremste Übersteigerung dieser seit dem Devon fortlaufenden Evolution.

Die Grundlinien der Entwicklung im Productidenstamm lassen sich also sehr wohl als ein Fall von pseudospontaner Evolution begreifen. Zugleich zeigt die Erscheinung des „Über das Ziel schießen", daß es sich nicht um einen Anpassungsprozeß, sondern um eine Wirkung der Vererbung handelt, um einen weiteren Beleg zu der längst bekannten und in der ersten Auflage von Darwin's Entstehung der Arten [3] schon ausführlich besprochenen Beobachtung, daß ein von Veränderung betroffenes Merkmal ohne äußere Ursache von Generation zu Generation stärker variiert übererbt wird. In diesem Sinn könnte man mit leichter Paradoxie die pseudospontane Evolution geradezu als „Evolution durch weitertreibende Vererbung" bezeichnen. Die Anpassung hatte ihr Ziel

[1] Yakowlew, Fixation des coquilles de quelques *Strophomenacea*. Bull. Com. geol. Russie. **26**. 1907. Die Anheftung der Brachiopoden als Grundlage der Gattungen und Arten. Mem. Com. geol. Russie. n. s. **48**. 1908.

[2] Hall und Clarke, l. c. Pt. II. p. 330. Anm.

[3] Darwin, On the origin of species. 1860. p. 150 ff.

erreicht, als bei *Chonetes* die Stacheln am Rand der Area ausgebildet waren. Diese Anpassungswirkung ward von der Vererbung ergriffen, die nun, wie sie bekanntermaßen nie alle Merkmale einer Generation sämtlich und gleichmäßig der folgenden überträgt, das variierende Merkmal in einigen Rassen vorwärts trieb, in anderen vorzeitig fixierte, so daß also das örtliche und zeitliche Nebeneinander der verschieden weit fortgeschrittenen Rassen — unerklärlich, solange man Anpassung als alleinige Entwicklungsursache einsetzt — in den Kreis der Vererbungsprobleme tritt und damit zwar keineswegs gelöst, aber doch dem größeren Zusammenhang als Spezialfall eines Grundproblems eingeordnet ist.

Nach dieser Theorie, die, wie ausdrücklich betont sei, im wesentlichen abgeleitet wurde aus der in ihren Grundzügen leicht übersichtlichen Stammesgeschichte der Productiden, muß man bei der Entwirrung komplizierter und durch Konvergenzen unübersichtlich gewordener Umgestaltungsreihen unterscheiden zwischen den Ergebnissen fazieller Umgestaltung, Merkmalsverschiedenheiten von geringem Wert für phyletische Erkenntnis, die eine größere Verschiedenheit der Arten vortäuschen, als den tatsächlichen Verwandtschaften entspricht und zweitens solchen von hohem phyletischem Wert, den Ergebnissen pseudospontaner Evolution oder einer Evolution durch weitertreibende Vererbung. Die ersteren lassen sich — wenigstens zuweilen — verhältnismäßig leicht durch vergleichende Untersuchungen feststellen, denn Merkmale, die durch Faziesbedingungen hervorgerufen werden, müssen sich jedesmal wieder herstellen, sobald diese Fazies vorliegt und schaffen dann morphologische Konvergenzen zwischen selbst entfernter verwandten Gattungen [1]. Die letzteren ergeben sich erst aus der Betrachtung langer Reihen und behalten immer, weil auf weniger direkter Beobachtung ruhend, einen stärker hypothetischen Charakter. Aber es kann ein jedes, ursprünglich durch Anpassung hervorgerufene Merkmal von der Vererbung ergriffen und pseudospontan weitergeführt werden, ferner darf ein Merkmal, das in einem Einzelfall durch fazielle Umformung erworben ist, nicht immer ohne weiteres als solches betrachtet werden. Für beides bieten die Spiriferen des rheinischen Unterdevon — jedenfalls nach der Darstellung Scupins [2] — treffliche Belege, denn während die radialen Knickfalten bei *Derbya* (*Geyerella*), *Enteletes* und *Orthis* der Permfauna von Palazzo Adriano wohl sicher auf fazielle Um-

[1] Romanes, l. c. II. p. 238. 241. — Semper, Über Konvergenzerscheinungen bei fossilen Brachiopoden. N. Jahrb. f. Min. etc. 1899. I. p. 245, 250.

[2] Scupin, Die Spiriferen Deutschlands. Paläont. Abh. Dames und Kayser. 8. 1899. p. 125 ff.

gestaltung zurückgeführt werden dürfen[1], scheinen sie sich bei genannten Spiriferen im pseudospontanen Weiterverlauf einer im Obersilur eingeleiteten Bewegung herauszubilden. Umgekehrt stellt die Dickschaligkeit dieser Spiriferen ein erworbenes, für küstennahe Lebensbezirke allgemein charakteristisches Merkmal dar, aber es wird hier in eigentümlicher Weise pseudospontan gesteigert durch die zunehmende Anhäufung von Schalensubstanz hinter den Zahnstützen, wodurch dann an den Steinkernen die allmähliche Vergrößerung der Muskelzapfen bewirkt wird.

Betrachtet man nunmehr die Diskussion, die über Steinmann's geologische Grundlagen der Abstammungslehre mit teilweise mehr hitzigen als treffenden Schlägen geführt wird[2], so erschließen sich auf dem Boden der Theorie von der pseudospontanen Evolution gewisse Beobachtungs- und Untersuchungsmöglichkeiten, durch die eine wirkliche Entscheidung ermöglicht werden könnte.

Es handelt sich in dieser Diskussion um die Frage, ob der phyletische Erkenntniswert der Merkmale besser so zu bemessen ist, wie es bisher allgemein üblich war und zu dem bestehenden System geführt hat, oder besser so, wie es Steinmann, um gewissen Schwierigkeiten und Unverständlichkeiten der bisherigen phylogenetischen Vorstellungen zu entgehen, umwertend vorgeschlagen hat. Man bleibt jeder wirklichen Entscheidung fern, solange man nur das Kriterium des Erfolgs anwendet und diejenige Bewertung für die richtige erklärt, die dem Inhalt unserer Erkenntnis am vollständigsten Rechnung trägt, denn der Beweis des Erfolgs wird von beiden Seiten mit Recht in Anspruch genommen, da als „Inhalt unserer Erkenntnis“ auf jeder Seite etwas anderes hingestellt wird, und auf beiden Seiten eine völlige Harmonie besteht zwischen dem, was jedesmal erklärt werden soll und den Erklärungsweisen und -mitteln. Der Unbeteiligte, der sich erst eine Entscheidung nach den vorgebrachten Argumenten bilden will und noch keine fertig gebildete besitzt, findet bisher oft nicht mehr als die Selbstverständlichkeit bestätigt, daß man bei verschiedener Bewertung der Merkmale auch zu verschiedenen phyletischen Systemen gelangt. Wenn ein Merkmal hier für konvergent erworben und deshalb für phyletisch irrelevant, dort für durch Vererbung übertragen und für phyletisch ausschlaggebend erklärt wird, so muß sich die Entscheidung darüber auf solche Beobachtungen berufen können, die noch nicht bei der Systembildung verwertet sind und auch von den für die Systembildung bestimmenden Anschauungen nicht beeinflußt wurden, also auf eine unabhängige

[1] Semper, l. c. p. 245.

[2] So hat Pompeckj (gegen Steinmann's geol. Grundlagen der Abstammungslehre. Jahresb. nieders. geol. Vereins. **3.** p. 37. 1910) sich versehentlich dem Verdacht ausgesetzt, den Stiel der Brachiopoden funktionell dem Sipho der Zweischaler gleichzustellen.

Instanz von vergleichenden Beobachtungen über das Auftreten eines Merkmals und seine Beziehungen zu gleichzeitigen gestaltenden Faktoren.

Wenn nun Steinmann[1] die Arcestiden und Haploceratiden zu einer Einheit zusammenfaßt und die darin vor sich gehende Veränderung wie folgt beschreibt:

> „So sehen wir bei den verschiedenen Stämmen der *Arcestida* nur die wenigen gleichen, aber unbedeutenden Mutationen sich vollziehen, zunehmende Komplikation der Lobenlinie, Zunahme der Evolution und Skulptur etc."

so fühlt man sich versucht — einerlei, ob die Theorie von der Rassenpersistenz oder die von der pseudospontanen Evolution berechtigt ist oder nicht —, beide Theorien zusammenzufassen, da eine so lange Zeiträume hindurch in einer Richtung fortschreitende Evolution auch unbedingt auf eine gleichmäßig nachwirkende Triebkraft verwiese.

In der Tat ist auch nicht einzusehen, welche andere Gestaltungsursache bei den zum Pelagial gehörigen Ammonitengruppen Formveränderungen hervorbringen sollte, da in den sich gleichbleibenden Existenzbedingungen dieses Lebensbezirkes von Anpassung an Faziesverhältnisse doch wohl nicht geredet werden kann. Dann aber muß als Möglichkeit im Auge behalten werden, daß auch ein Teil der bei litoralen Gruppen auftretenden Veränderungen in pseudospontaner Evolution seine Erklärung findet. Bei diesen würden also faziell entstandene neben pseudospontan entstandenen Merkmalen einhergehen. Zur Unterscheidung stehen direkte Beobachtungen nicht zur Verfügung, denn wenn man auch in Berücksichtigung der an andern Organismen — freilich spärlich — angestellten Experimente vermuten darf, daß fazielle Umformung sich in momentanen und sprunghaften, pseudospontane Evolution dagegen in allmählichen und schrittweisen Veränderungen vorzugsweise äußern wird, so ist damit für die Untersuchung fossilen Materials sehr wenig geholfen, weil bei lückenhafter Überlieferung auch die allmählichste Umwandlung sprunghaft aussieht. Wenn Pompeckj auf einen bei süddeutschen Ammonitenfaunen aus Lias und Dogger bemerkbaren Zusammenhang zwischen Fazies und Fauna verweist[2], so ist damit zwar vermutlich nicht auf eine Abhängigkeit der auftretenden Artenmerkmale von der Fazies, sondern eher auf eine Abhängigkeit des Gattungsbestandes hin-

[1] Steinmann, Rassenpersistenz bei Ammoniten. Dies. Centralbl. 1909. p. 11.

[2] Pompeckj, l. c. p. 36. Zu vergleichen: Pompeckj, die zoogeographischen Beziehungen zwischen den Jurameeren Nordwest- und Süddeutschlands. Jahresber. nieders. geol. Vereins. 1. p. 10. Erst nachträglich werden mir die Bemerkungen V. Uhlig's bekannt, wonach die Formverwandtschaften zwischen borealen Ammoniten vielleicht Konvergenzen,

gedeutet, aber es muß danach doch möglich, jedenfalls als höchst wünschenswert erscheinen, daß eine auf jenes gerichtete Studie zur Aufklärung phylogenetischer Fragen beitragen würde. Vielleicht ist diese Untersuchungsrichtung schwer als vorhanden zu erkennen von einem deszendenztheoretischen Standpunkt, der alle und jede Umformung als Ergebnis einer besonderen Anpassung an veränderte Existenzbedingungen betrachtet. Eine derartige, von Schritt zu Schritt durch äußere Einflüsse vorwärts getriebene Entwicklung vermag nur kurzatmige Stammreihen zu erklären und bei dieser Grundvorstellung wird man stets geneigt sein, wenn eine sich zunächst als einheitlich darbietende Reihe, die lange Zeiten hindurch dieselbe Richtung innehält, nicht durch fortdauernd und stetig in einer Richtung gesteigerte Umgestaltungsfaktoren erklärt werden kann, entweder teleologisch gefärbte Begriffe einzuführen, oder aber die lange — stets unterbrochen überlieferte — Reihe in eine Anzahl selbständiger, parallel entwickelter Reihen aufzulösen. Demgegenüber verändert die Theorie von der pseudospontanen Evolution [1] den ganzen Aspekt deszendenztheoretischer Vorstellungen, indem sie die Vererbung nicht nur als konservativen, vielmehr auch als selbständig umbildenden Faktor betont und dazu führt, viele der äußerlich auffallendsten Merkmale als möglicherweise phyletisch geringwertig zu betrachten und nach langwährenden, in einer Richtung gleichmäßig fortschreitenden Entwicklungsreihen zu suchen.

---

durch „gleichmäßige Veränderung mehrerer Stämme unter dem gleichartigen Einfluß der gesamten Lebensverhältnisse des Borealreichs" sind. (Die marinen Reiche des Jura und der unteren Kreide. Mitt. geol. Ges. Wien. 4. p. 352. 1911.) Die Klärung dieser Verhältnisse überweist Uhlig künftigen Untersuchungen, denen also — auch in dem oben geforderten Sinn — eine günstigere Prognose, als ein bloßes „möglich und wünschenswert" gestellt werden darf.

[1] Diese Theorie und das Wesentliche der hier gegebenen Darstellung war in meiner vor ca. 11 Jahren ausgearbeiteten Habilitationsschrift (Über die Gruppe des *Productus Cora* d'Orb.) enthalten, die ungedruckt blieb, weil Tschernyschew's Arbeit über die obercarbonischen Brachiopoden des Timan sie in faunistisch-stratigraphischer Beziehung hoffnungslos überholte. Steinmann's Lehre von der Orthogenese (Die Abstammungslehre, was sie bieten kann und was sie bietet. Vortrag auf der Naturforscherversammlung Karlsruhe 1911) enthält eigentlich die von mir entwickelte Theorie gleichfalls, sucht aber darüber hinaus zu erklären, auf welche Weise die Vererbung die ihr zugeschriebene Evolution zuwegebringt. Vielleicht ist es trotzdem nicht überflüssig, mit dieser vor den letzten Problemen Halt machenden und enger an einen Spezialfall geknüpften Darstellung jetzt noch hervorzutreten.

Die pleistocäne Molluskenfauna des Kalktuffes von Rontó (Komitat Bihar) in Ungarn.

Von Dr. **Theodor Kormos**, Budapest.

Seit 1874, als PHILIPPI die in den Thermen von Püspökfürdö bei Nagyvárad lebende *Melanopsis Parreyssi* als Erster beschrieb, entstand über die eigenartige Fauna dieser Thermen eine reiche Literatur.

M. STAUB betonte bereits 1891, daß die in den Thermen von Püspökfürdö lebende *Nymphaea thermalis* DC. samt *Melanopsis Parreyssi* ein Relikt aus längst vergangenen Zeiten ist[1].

BRUSINA[2] war der Erste, der sich mit der einstigen und gegenwärtigen Fauna des Püspökfürdő eingehender befaßt hat. Er gab der Auffassung STAUB's eine bestimmtere Form, indem er ausführte, daß die Thermen von Püspökfürdő eine wahrhaftige, aus dem Tertiär zurückgebliebene „subtropische Oase“ darstellen, deren heutiger Fauna an dieser Stelle eine lange Entwicklungsreihe voranging.

Zwei Jahre später hatte ich selbst Gelegenheit, mich mit der geologischen Vergangenheit der Fauna von Püspökfürdő eingehend zu befassen[3]. Mein diesbezüglicher Aufsatz ist im Bd. XXXV des Földtani Közlöny erschienen, und jedermann, der sich für die Frage interessiert, findet dort eine ausführliche Besprechung dieses Gegenstandes.

Hier will ich bloß kurz wiederholen, daß ich in meiner angeführten Arbeit die 31 *Melanopsis*-Arten und -Varietäten BRUSINA's in 5 Arten zusammenzog, zu denen noch 3 neue Arten hinzukamen (*Mel. Szontaghi* KORM., *Mel. sublanceolata* KORM., *Mel. hungarica* KORM.). Von den 5 Arten BRUSINA's (*Mel. Parreyssi* PHIL., *Mel. Sikorai* BRUS., *Mel. Hazayi* BRUS., *Mel. Tóthi* BRUS. und *Mel. Staubi* BRUS.) kommen drei lediglich im Untergrund des Püspökfürdő vor, während die Exemplare von *Mel. Tóthi* ohne Ausnahme aus den Kalktuffablagerungen von Rontó stammen. *Mel. Staubi* kommt im Untergrund von Püspökfürdő und im Kalktuff von Rontó vor, ist jedoch, wie im weiteren gezeigt werden soll, mit *Mel. Tóthi* zusammenzuziehen.

In der Gemarkung von Rontó, in der unmittelbaren Umgebung von Püspökfürdő, findet sich eine etwa 6 m mächtige Kalktuffbildung, auf welcher die Dampfmühle von Rontó steht.

---

[1] M. STAUB, Die Gegenwart und Vergangenheit der Seerosen. ENGLER's Botan. Jahrb. Beibl. No. 31. Jahrb. XIV. (1891.)

[2] SP. BRUSINA, Eine subtropische Oasis in Ungarn. Mitteil. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, Graz (1902).

[3] T. KORMOS, Über den Ursprung der Thermenfauna von Püspökfürdő. Földtani Közlöny. 35. p. 421—450. (1885.)

Mit der Fauna derselben hat sich seinerzeit M. Tóth[1], Professor an der Realschule in Nagyvárad, befaßt, weshalb ich mich in meiner oben angeführten Arbeit bloß auf die Berichtigung einiger Irrtümer beschränkte. Jetzt aber — nachdem ich Gelegenheit fand, dieses Vorkommen neuerdings aufzusuchen und dort ein reiches Material zu sammeln — bedarf die Arbeit Tóth's einer gründlichen Revision.

Vor allem muß festgestellt werden, daß sich M. Tóth bei der Beurteilung der petrographischen Beschaffenheit und der Entstehung der Ablagerungen irrte.

Nach ihm tritt nämlich in dem Aufschluß hinter der Mühle von Rontó, welcher etwa 20 m lang und 4—5 m hoch ist, zu oberst, in etwa 1 m Mächtigkeit grauer, etwas sandiger Mergel mit kleinen Schotterkörnern auf, in welchem „der durchsickernde kohlensaure Kalk stellenweise korallenförmige Gebilde, Kalkmergelröhren, hervorbrachte". „Die folgende Schicht ist ein $1\frac{1}{2}$ m mächtiger feiner, grauer Löß. An der Berührung dieser beiden Bildungen ist der Kalktuff in $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit am besten ausgebildet . . . und verleiht durch seine ganze Struktur der Schicht ein gesteinsartiges Aussehen." „Die untere, bloß bis zu $1\frac{1}{2}$ m aufgeschlossene Schicht ist ein bereits zäherer, festerer Löß, infolge seiner Feuchtigkeit von mehr dunkler Farbe."

Demgegenüber fand ich ebendort folgendes Profil:

zuunterst nicht aufgeschlossener Torf, welcher am Ufer des nahen Pece-Baches zutage tritt;
darüber 0,6—0,7 m toniger Kalkschlamm mit Schnecken;
„ 1,5 m röhrenförmige Konkretionen führender Kalktuff, stellenweise mit kalktuffigen, eisenschüssigen Nestern und Schnecken;
„ 1,0 m toniger Kalktuff-Grand mit viel Schnecken;
„ 3,0 m pisolithischer Kalktuff mit Schnecken;
„ Alluvium (Humus).

Hieraus ist ersichtlich, daß das ganze Profil **keine Spur von Löß enthält und die ganze Ablagerung als unbedingt einheitliche Quellenbildung aufzufassen ist.**

Schnecken kommen in allen kalkigen Bildungen vor und die Fauna ist — wie bereits Tóth betonte — durchwegs einheitlich und schichtenweise nicht zu trennen.

Tóth zählt aus diesen Schichten folgende Fauna auf:

---

[1] M. Tóth, Adatok Nagyvárad Környéke diluviális képződményeinek ismeretéhez (= Beiträge zur Kenntnis der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Nagyvárad). Arbeiten der XXV. Wanderversamml. ungar. Ärzte und Naturforscher. Budapest 1891.

„1. *Unio batavus* LAM. var. *lacustris* (?),
2. *Unio batavus* LAM.,
3. „ sp.,
4. „ *amnicus* ZIEGL.,
5. „ sp.,
6. *Helix pomatia* LIN.,
7. „ *lutescens* ZIEGL.,
8. „ *strigella* DRAP.,
9. „ sp.,
10. „ *candidans* (sic!) ZIEGL. var. *obvia*,
11. „ *austriaca* MÜHLF.,
12. „ „ „ (var. ?),
13. „ *hispida* LIN.,
14. „ sp.,
15. „ sp.,
16. „ *bidens* CHEMN. var. *major* ROSSM.,
17. „ *bidens* CHEMN. var. *minor*,
18. „ *cellaria* MÜLL.,
19. „ sp.,
20. „ sp.,
21. „ *triaria* FRIV.,
22. *Zonites* sp.,
23. „ sp.,
24. *Planorbis corneus* LIN.,
25. „ *albus* MÜLL.,
26. „ *marginatus* DROP. (sic!),
27. *Cyclostoma costulatum* CIEGL. (sic!),
28. *Lymnea* (sic!) *minuta* DROP.,
29. „ *peregra* DRAP.,
30. „ *auricularia* L.,
31. „ *auricularia* L. var. *hasta* CLESS.,
32. „ *palustris* MÜLL.,
33. „ „ „ var. ?,
34. *Succinea oblonga* DRAP.,
35. „ *Pfeifferi* ROSSM.,
36. *Clausilia* sp.,
37. „ sp.,
38. „ sp.,
39. *Pupa doliorum* BRÜG. (sic!),
40. „ *muscarum* LINN. (sic!),
41. *Bulimus tridens* MÜLL..
42. *Isthmia (?) minutissima* HARTM.,
43. *Cionella lubrica* MÜLL.,
44. *Melanopsis praerosa* LAN.
45. *Neritina serratilinea* var. *thermalis*.“

In dieser Faunenliste sind außer den nicht näher bestimmten Formen (2 *Unio*-, 4 *Helix*-, 2 *Zonites*- und 3 *Clausilia*-Arten), welche nicht in Betracht kommen können, noch folgende zu streichen:

Unio amnicus, *Melanopsis praerosa*,
Limnaea minuta, *Neritina serratilinea*,

welche teils nicht existierende Arten (*Unio amnicus*, *Neritina serratilinea*) sind, teils aber hier nicht vorkommen (*Melanopsis praerosa* recte *M. praemorsa*).

Xerophila obvia HARTM., *Pomatia lutescens* und *Cyclostoma costulatum* (Z.) ROSSM., welche TÓTH bloß in den oberen Schichten fand, sind ganz sicher subfossil und haben mit der Fauna des Kalktuffes nichts zu tun. Ferner ist

unter *Unio batavus* wahrscheinlich *U. pictorum* L.,
„ *Helix bidens* var. *major* „ *Fruticicola dibothryon* E. A. BZ.,
„ „ *cellaria* „ *Hyalinia cellaria* MÜLL.,
„ „ *triaria* „ *Acanthinula aculeata* DRP.,

unter *Zonites* sp. wahrscheinlich *Campylaea banatica* Rossm. juv.,
„ *Melanopsis praerosa* unzweifelhaft *Mel. Tóthi* Brus. und
„ *Neritina serratilinea* „ *N. Prevostiana* C. Pfr.

zu verstehen.

Die von mir gesammelte Fauna besteht aus folgenden Arten:

1. *Daudebardia calophana* West. (1)[1],
2. *Crystallus crystallinus* Müll. (2),
3. *Zonitoides nitidus* Müll. (9),
4. *Euconulus fulvus* Müll. (2),
5. *Vallonia pulchella* Müll. (20),
6. *Acanthinula aculeata* Drp. (4),
7. *Fruticicola strigella* Drp. (1),
8. „ *bidens* Chemn. (6),
9. „ *dibothryon* (E. A. Bielz) Kim. (2),
10. *Eulota fruticum* Müll. (2),
11. *Pomatia pomatia* L. (1),
12. *Tachea vindobonensis* Fér. (2),
13. *Orcula doliolum* Brug. (4),
14. *Vertigo antivertigo* Drp. (2),
15. „ *angustior* Jeffr. (3),
16. *Isthmia minutissima* Hartm. (2),
17. *Cochlicopa lubrica* Müll. (5),
18. *Clausilia pumila* (Ziegl.) Rossm. (1),
19. *Succinea elegans* Risso (4),
20. „ *oblonga* Drp. (8),
21. *Carychium minimum* Müll. (23),
22. *Gulnaria ovata* Drp. (7),
23. „ *lagotis* Schr. (1),
24. *Limnophysa palustris* Müll. (var.) (17),
25. „ *truncatula* Müll. (3),
26. *Tropidiscus marginatus* Müll. (15),
27. *Gyrorbis vortex* L. (1),
28. *Armiger nautileus* L. (1),
29. *Valvata cristata* Müll.
30. *Melanopsis Tóthi* Brus. (93),
31. *Neritina Prevostiana* C. Pfr. (53),
32. *Unio pictorum* L. (2).

Es ist wohl möglich, daß es einige Arten in der Liste von Tóth gibt, die ich nicht fand (so z. B. *Hyalinia cellaria*, *Helix hispida*, *Planorbis corneus*, *Pl. albus*, *Succinea Pfeifferi*, *Chondrula tridens*), doch sind diese unbedeutend und ändern den Charakter der Fauna in keiner Hinsicht.

---

[1] Die in ( ) befindliche Zahl bezieht sich auf die Individuenzahl der einzelnen Arten.

Der thermale Charakter der Fauna prägt sich in dem großen Reichtum an Melanopsiden und Neritinen aus. Die übrigen Wasserschnecken dürften teils in den Thermen selbst, teils in deren mehr abgekühlten Abflüssen gelebt haben, während die Landschnecken, die in der Umgebung lebten, in das Wasser hineingefallen sind.

Unter letzteren sind gerade jene am häufigsten (*Zonitoides nitidus*, *Vallonia pulchella, Succinea oblonga, Carychium minimum*), die sich mit Vorliebe in der Nähe von Gewässern aufhalten. Die übrigen Landschnecken sind in meiner Sammlung meist nur durch 1—2 Exemplare vertreten, was darauf hinweist, daß dieselben nur zufällig in die Kalktuff absetzende Therme gelangt sind. Hierauf ist es zurückzuführen, daß die obige Fossilliste nicht einmal ein annähernd getreues Bild der damaligen Molluskenfauna gibt.

Sehr interessant ist das Vorkommen von *Daudebardia calophana, Acanthinula aculeata* und *Fruticicola dibothryon* bei Rontó. Diese Arten waren bisher aus den pleistocänen Bildungen Ungarns nicht bekannt, ja *Daudebardia calophana* und *Fruticicola dibothryon* wurden meines Wissens bisher fossil überhaupt nicht gefunden.

Das Verbreitungsgebiet von *Daudebardia calophana* erstreckt sich nach Wagner[1] heute auf den östlichen Teil von Galizien und den nördlichen Teil von Siebenbürgen, während *Fruticicola dibothryon* mit Ausnahme des Banates östlich von der Hohen Tátra in der Zone der Karpathen überall vorkommt. Aus dem Bihargebirge ist bisher keine dieser Arten bekannt[2].

Viel interessanter als die Landschnecken, sind die thermalen Arten des Kalktuffes von Rontó.

Die eine derselben, *Neritina Prevostiana* C. Pfr., wird von Brusina l. c. unter dem Namen *N. Adelae* Brus. angeführt, während eine andere abweichende Form von Brusina als *N. Gizelae* beschrieben wurde. Beide betrachtet Brusina als Varietäten von *N. Prevostiana.* Ich hielt diese beiden Arten in meinen bisherigen Arbeiten von *N. Prevostiana* getrennt, meine neueren Studien jedoch sowie die Arbeit Soós' über die ungarischen Neritinen[3] überzeugten mich davon, daß *N. Adelae* mit *N. Prevostiana* endgültig zu identifizieren ist. Auf *N. Gizelae*, welche im Tuff von Rontó nicht vorkommt, bezieht sich dies nicht.

Das eigenartigste Fossil des Kalktuffes von Rontó ist jedenfalls *Melanopsis Tóthi* Brus., welche sich nicht in den Stammbaum der berippten Melanopsiden des Püspökfürdő einfügt und im Untergrund von Püspökfürdő überhaupt nicht vorkommt. Brusina hat diese Art hier samt *Neritina Adelae* zwar ebenfalls angetroffen,

[1] A. J. Wagner, Die Arten des Genus *Daudebardia* Hartmann. Denkschr. d. math.-nat. Kl. d. k. Akad. d. Wiss. 42. p. 15. Wien 1895.

[2] L. Soós, Magyarország Helicidái (Die Heliciden Ungarns). Állatt. Közl. III. 3. p. 156.

[3] L. Soós, On hungarian Neritinae.

jedoch fand er dieselbe nicht im Aufschluß, sondern auf den Parkwegen, wohin sie mit dem Beschotterungsmaterial von Rontó gelangt ist.

Ich kann entschieden behaupten, daß *Melanopsis Tóthi* außer dem Kalktuff von Rontó nirgends vorkommt.

Die Beschreibung von *Mel. Tóthi* ist in meiner angeführten Studie über Püspökfürdő enthalten, weshalb ich hier von einer solchen absehen will. Ich möchte hier nur darauf hinweisen, daß nach meinen an Exemplaren von Rontó gemachten Beobachtungen *Mel. Staubi* Brus. mit dieser Art zu identifizieren ist, indem die beiden durch eine kontinuierliche Reihe von Übergängen verbunden sind. 1—2 spirale Reifen, ja Kiele sind an etwa 25 % der Exemplare von Rontó zu beobachten. Sämtliche (9) Brusina'sche Varietäten von *Mel. Tóthi* sowie *Mel. Staubi* samt deren zwei Varietäten möchte ich nun zu dieser Art ziehen.

In meiner oben angeführten Arbeit wurde bereits darauf hingewiesen, daß ich *Mel. Tóthi* als einen jungen, auf hoher Stufe der phylogenetischen Entwicklung stehenden Typus betrachte, welcher *Hemisinus acicularis* und *H. Esperi* am nächsten bezw. zwischen diesen beiden Arten steht. Zugleich habe ich erwähnt, daß zuweilen auch an *H. acicularis* ebenso wie bei *Melanopsis Tóthi* eine Spiralskulptur zu beobachten ist.

Heute kann ich bereits jener meiner Ansicht hinzufügen, daß *Mel. Tóthi* als unmittelbarer Vorfahre der bei uns lebenden *Hemisinus acicularis*, zu betrachten ist, und dies um so mehr, als auch an den Exemplaren dieser Art zuweilen, obzwar sehr selten, gekielte Formen anzutreffen sind, was als atavistische Erscheinung zu deuten ist. Ein solches Exemplar von *Melanopsis acicularis* gelangte mir aus dem Kalktuff von Vértesszőllős (Komitat Komárom) zu Händen.

Mit Betracht darauf, daß aus unseren mittel-, ja sogar unterpleistocänen Sedimenten überall bereits *Hemisinus acicularis* und *H. Esperi* bekannt sind, liegen bei Beurteilung der Bedeutung der *Melanopsis Tóthi* von Rontó zwei Möglichkeiten vor. In dem einen Fall wäre der Tuff von Rontó älter als unterpleistocän. Dies ist jedoch in Anbetracht dessen, daß von den 32 Arten der Fauna 31 in Ungarn auch heute noch leben, nicht wahrscheinlich, ja sogar ausgeschlossen.

Die zweite — wahrscheinlichere — Möglichkeit ist die, daß *Mel. Tóthi* ein plistocänes Relikt ist, welches im Pleistocän so lange in den Thermen von Rontó lebte, bis diese schließlich versiegten. In den übrigen Teilen des Landes hingegen, wo die Vorfahren der Hemisinen den Klimaschwankungen mehr ausgesetzt waren als in diesen Thermen, hat sich zu dieser Zeit bereits der den heutigen Lebensbedingungen angepaßte Vertreter der Gattung

Hemisinus herausgebildet. Die heutigen Quellen von Püspökfürdő sind mit dem Kalktuff von Rontó in keinerlei genetischem Zusammenhang und setzen auch keinen Kalktuff ab. Bemerkenswert ist, daß *Mel. Tóthi* dementsprechend im Untergrund von Püspökfürdő auch nicht vorkommt. Und während von Melanopsiden in den heutigen Thermen bloß zwei berippte Formen (*Mel. Parreyssi* und *Mel. hungarica*) leben, *Mel. Tóthi* aber als vollständig ausgestorben zu betrachten ist, kommt *Neritina Prevostiana*, wie an zahlreichen anderen Punkten Ungarns, hier auch heute noch vor. Dies ist umso interessanter, als bekannt ist, daß in den ehemaligen Sedimenten der Quellen von Püspökfürdő bloß *N. Gizelae* vorkommt, welche ihre Lebensbedingungen in den heutigen Quellen bereits nicht mehr angetroffen hat und demzufolge ausgestorben ist.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Londoner mineralogische Gesellschaft. Sitzung am 23. Januar 1912 unter dem Vorsitz von Professor W. J. Lewis, F. R. S.

Miss M. W. Porter und Dr. A. E. H. Tutton: Die Beziehung zwischen Kristallform und chemischer Zusammensetzung; die Doppelchromate der Alkalien und des Magnesiums. Die Untersuchung der Kristalle von Ammonium-Magnesium-Chromat mit $6 H_2O$ und derer der analogen Salze mit Rubidium und Caesium (die Bildung des analogen Kaliumsalzes ist unmöglich) zeigt nicht allein, daß die Doppelchromate zu derselben monoklinen Reihe gehören wie die Doppelsulfate und -selenate, die früher von Dr. Tutton untersucht worden sind, sondern auch, daß ihre gegenseitigen Beziehungen genau denjenigen parallel gehen, die bei den anderen Gliedern der Reihe festgestellt worden sind. Die Salze des Rubidiums und des Caesiums zeigen dieselben progressiven Änderungen der morphologischen und physikalischen Eigenschaften in der gleichen Richtung wie die Rubidium- und die Caesiumsalze aller der anderen untersuchten Gruppen, so daß, wenn das Kaliumsalz hergestellt werden könnte, diese drei Salze zweifellos eine in ihren Eigenschaften progressive eutropische Reihe bilden würden gemäß den Atomgewichten der drei Alkalimetalle, und es ist sogar möglich, die Eigenschaften vorauszusagen, die das fehlende Kaliumsalz haben würde. Wie in allen anderen Fällen ist das Ammoniumsalz isomorph und nicht eutropisch. Außerdem sind die Doppelchromate isomorph und nicht eutropisch mit den eutropischen Sulfaten und Selenaten.

Professor W. J. LEWIS: Über ein bleigraues Sulfarsenit von Binn, wahrscheinlich Liveingit. Die Kristalle zeigen zwei herrschende Zonen, die unter 90° gegeneinander geneigt sind, die eine ausgesprochen schief und die andere symmetrisch prismatisch. Bei Annahme monokliner Kristallisation ergeben sich für die Flächensymbole sehr hohe Zahlen; unter der Voraussetzung eines triklinen Systems werden die Symbole einfacher, aber die Kristalle zeigen einige Beziehungen, welche für monokline Symmetrie charakteristisch sind, und Zwillingsbildung, obwohl unzweifelhaft vorkommend, ist keine genügende Erklärung hierfür.

R. H. SOLLY und Dr. G. F. H. SMITH: Ein neues triklines Mineral vom Binnentale. Seit dem Auffinden der fünf kleinen Kristalle auf (wahrscheinlich) Rathit durch Mr. SOLLY im Jahr 1902 sind keine weiteren mehr zutage gekommen. Sie wurden daher kürzlich von neuem gemessen. Sie sind bleigrau und ihr Strich ist schokoladenfarbig; sie sind daher wahrscheinlich ein Sulfarsenit von Blei. Keine Flächen oder Achsen der Symmetrie wurden beobachtet; das System ist daher triklin. Das Achsenverhältnis ist: $a : b : c = 0{,}9787 : 1 : 1{,}1575$; $\alpha = 116^0\ 53\frac{1}{2}'$; $\beta = 85^0\ 12'$; $\gamma = 113^0\ 44\frac{1}{2}'$; $010 : 001 = 62^0\ 41'$; $001 : 100 = 83^0\ 4\frac{1}{2}'$; $100 : 010 = 65^0\ 46'$. Etwa 21 Formen wurden beobachtet, deren wichtigste sind: (100), (010), (001), ($\bar{1}$10), (1$\bar{1}$1), (11$\bar{1}$).

Dr. A. HUTCHINSON: Über Colemanit und Neocolemanit. Bei einer leichten Modifikation in der Orientierung, die für die Kristalle des letzteren Minerals angenommen worden ist, können seine kristallographischen und optischen Eigenschaften mit denen des ersteren in Einklang gebracht werden. Dies läßt sich bewerkstelligen durch eine Drehung des Kristalls um 180° um die Normale zu der Fläche (001); (100) des Neocolemanits kommt dann mit ($\bar{2}$01) des Colemanits zur Koinzidenz.

Dr. A. HUTCHINSON und Dr. A. E. H. TUTTON: Fernere Beobachtungen über die optischen Eigenschaften des Gipses. Mit Hilfe eines neuen Apparats, mit welchem die Gipsplatte senkrecht zur ersten Mittellinie während der Beobachtung des Interferenzbildes im fließenden heißen Wasser herumgedreht werden kann, wobei sich die Temperatur des Wassers unmittelbar vor und hinter dem Gipskristall genau messen läßt, waren die beiden genannten Forscher in der Lage, endgültig zu beweisen, daß die Temperatur, bei der das Mineral einachsig wird, beträgt: für Na-Licht 91°, für Roth C und für grünlichblau F des Wasserstofflichts 89° und für die violette Wasserstofflinie nahe G 87°. Diese Temperaturen stimmen genau mit denen überein, bei denen die beiden Bilder des Spektrometerspalts in einem 60°-Prisma zusammenfallen, das so geschliffen ist, daß man daraus

die Brechungskoeffizienten α und β erhalten kann. Angesichts der großen für die Führung des Kristallhalters nötigen Korrektion bei der Anwendung des gewöhnlichen Fues'schen Erhitzungs-Luftbades und in Anbetracht der Schwierigkeit der Bestimmung ist es nicht zu verwundern, daß frühere Bestimmungen der Temperatur, bei der eine Gipsplatte einachsig wird, zu hoch ausfielen und nicht mit der Prismenbeobachtung übereinstimmten.

Dr. G. F. H. Smith: Bemerkungen über einen großen Kristall von Anatas vom Binnental. Der Kristall bot die Kombination: a (100) · τ (313) · z (113) und andere Formen mit kleineren Flächen; er ist bemerkenswert durch die Tatsache, daß die Flächen von τ vollständig ersetzt sind durch zahllose winzige Kristalle mit den Formen: z (113), k (112), p (111) und e (101) und von derselben Orientierung wieder große Kristalle.

Miscellanea.

Ferienkurse Jena. Vom 5.—17. Aug. 1912. (Für Damen und Herren.)

Es werden im ganzen mehr als 50 verschiedene Kurse gehalten, meist zwölfstündige.

Naturwissenschaftliche Abteilung: Naturphilosophie; Botanik; botanisch-mikroskopisches Praktikum; Zoologie; zoologisches Praktikum; Astronomie; Geologie; Chemie; Physik; Physiologie: physiologische Psychologie.

Ferner sei auf die pädagogischen, literaturgeschichtlichen, religionswissenschaftlichen und staatswissenschaftlichen Kurse hingewiesen.

Ausführliche Programme sind kostenfrei durch das Sekretariat der Ferienkurse (Jena, Gartenstraße 4) zu haben.

Druckfehlerberichtigung.

1911, No. 5, p. 131. Z. 14 v. u. lies c : c statt a : c.
1911, No. 23, p. 724. Z. 13 v. o. statt ca. 80° lies ca. 65°.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. März 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg. E. Koken, in Tübingen. Th. Liebisch in Berlin.

1912. No. 6.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.



Inhalt.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Wallberge (Osar), Rückenberge (Drumlins) und Zungenbecken im nordöstlichen Mecklenburg.

Von **E. Geinitz**-Rostock.

Mit 1 Textfigur.

Die mecklenburgische Oberflächengestaltung bietet klassische Schulbeispiele für die verschiedenen Glazialformen Norddeutschlands. Von Norden her die Moränenebene (sogen. Grundmoränenlandschaft), welche durch die Rückenlandschaft überführt zu der Endmoränenlandschaft; nach der nördlichen Hauptmoräne die Seenplatte, begrenzt von der südlichen Hauptendmoräne; an diese sich angliedernd die Sandur mit den breiten SW laufenden Tälern, die zu dem großen Urstromtal der Elbe führen. Im Detail kleinere Sandur, das Sollphänomen, die Moore und mannigfaltigen Erosionsformen. Die Küste schneidet schräg die zwei nördlichen Typen an, in Holstein auch den dritten.

Den Unterschied zwischen „Grundmoränen-" und „Endmoränenlandschaft" machte ich schon 1886 in der Arbeit über die meckl. Höhenrücken (Forsch. z. d. Landeskunde. Stuttgart). Wahnschaffe betonte ihn 1888 (Zur Frage der Oberflächengestaltung im Gebiete der baltischen Seenplatte. Jahrb. preuß. geol. Landesanst. für 1887. p. 163) und trennte später [1] nach Vorgang Keilhack's in ersterer die beiden Typen der flachen und kuppigen Grundmoränenlandschaft. Für die erstere möchte ich, da es sich bei ihrer Oberflächenbildung vielfach um die Innen- und nicht Grundmoräne handelt, den Namen „Moränenebene" benutzen, für die zweite den Keilhackschen Namen „Rückenlandschaft".

1. Wallberge.

Das Vorkommen von Osar, oder wie ich sie später nannte, Wallbergen, ist im norddeutschen Diluvialboden zuerst 1886 aus Mecklenburg bekannt geworden; später sind sie an vielen anderen Orten nachgewiesen, doch ist eine kartographische Übersicht über ihr Gesamtauftreten noch nicht möglich. Für das nordöstliche Mecklenburg lassen sich bereits einige Beziehungen zu den Endmoränen und Talläufen geben. Eine ausführlichere Arbeit darüber werde ich im Archiv d. Fr. d. Naturgesch. in Mecklenburg veröffentlichen.

Zwischen Warnow- und Peenetal finden sich drei Hauptzüge, jenseits der Peene ist noch ein weiterer, der von Stavenhagen bisher bekannt, noch andere erst als Teilstücke.

---

[1] Siehe Wahnschaffe, Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. III. 1909. p. 142 und 147.

1. Der Gnoien-Teterower Wallbergzug ist auf eine Länge von 41 km verfolgt. Er beginnt bei Groß-Methling und zieht sich zunächst unter vielfachen Schlängelungen in WSW-Richtung bis Nieköhr, um dort in SSW-Richtung umzulenken. Seine vielfachen Biegungen bilden recht interessante Einzelheiten; so mag die eigenartige Lage der Siedlung von Gnoien erwähnt werden, in der Konkave eines fast halbkreisförmigen Bogens, der die Stadt wie ein künstlicher Wall umgibt.

1 a. Bei Nieköhr geht ein langer Seitenzweig nach Wardow ab, auf einem seiner Rücken liegt der interessante Burgwall der Moltkeburg.



In Thürkow endigt der Hauptzug in Sandwällen, doch kann man über eine Reihe von Rückenbergen seine Fortsetzung nach Süden weiter konstatieren, z. T. in ausgezeichneten Wallformen („Korte Pust") bis auf die Höhe der Heidberge von Teterow. Hier ragt der Wall bis 101 m auf; er besteht z. T. aus den groben Kiesgeröllmassen, die seit Jahren zur Ausbeute in „Steinbrüchen" reiches Material liefern. Vom Südabfall der „Weinberge" läßt sich der Zug noch eine kurze Strecke weit verfolgen.

Interessant ist hier einmal die bedeutende Höhe, mit der sich der Zug, ausnahmsweise, über seine nachbarliche Umgebung erhebt (die Mächtigkeit der Geröll- und Sandmengen ist durch eine Bohrung auf 18 m nachgewiesen), und sodann das Vorkommen von terrassenförmigen Abrutschungen an seinen Seiten.

Dieser Zug liegt in der Mitte zwischen den Tälern der Recknitz und Peene, seine Verlängerung trifft auf die von den Moränen-

bögen gebildete Ecke von Krevtsee, die die Grenze zweier benachbarter Eisloben darstellt.

1 b. Noch ein zweiter Seitenarm geht hier nach Westen ab, der Roge — Zierstorf — Schlieffenberg — Oevelgönner Wallbergzug. Im einzelnen zeigt dieser Zug wieder prächtige Typen, der Burgwall Zierstorf, Schloß und Kirche Schlieffenberg liegen auf seinem Kamm, in der schönen Waldung des Priemer bei Güstrow endigt der Zug undeutlich verbreitert in dem Rehberg. Die Hauptrichtung ist Ost—West, mit Aufbiegung nach Norden, man möchte ihn daher fast als Queros bezeichnen.

1 c. Von ihm zweigt sich noch ein kleiner SW gerichteter Zug nach Hoppenrade ab.

2. Kölzow—(Sanitz)—Prisannewitz—Wiendorf, mit Seitenzweig Dolgen.

Der bekannte schöne Zug mit seinem Nebenarm hat einiges Neue ergeben. Auch der Dolgener Bergrücken erhebt sich bedeutend über seine Nachbarschaft, an seiner Südostseite sind schöne Terrassen vorhanden; von den begleitenden Söllen sind einige als Osgruben zu betrachten. Der Hauptzug zeigt bei Klingendorf die wichtige Erscheinung, daß trennende Torfniederungen auch von dem (stark erniedrigten) Wallberg durchzogen werden; in dem Moor fand ich als Verbindung der Einzelrücken eine rückenförmige Aufragung von grauem Kies, die oben noch von $\frac{1}{2}$ m Torf bedeckt war.

Und nach NO ließ sich der Zug noch weit verfolgen, wenn auch mit vielfachen Unterbrechungen. Im Göldenitzer Moor wies cand. STAHL ebenfalls einen unterirdischen Kies- (oder Grand-)rücken nach, der in NO-Richtung durchzieht und in hochinteressanter Weise hier sogar auf die Bildung des Torflagers von Einfluß war.

Undeutlich verfolgbar sind seine Spuren in Nordrichtung nach der Gegend von Sanitz und von da nach NO, wo sie wieder als kleine, aber schöne Wallberge bei Barkvieren, Dettmannsdorf und über Kölzow bis in die Gegend von Kneese bei Sülze vorkommen. Danach hat dieser Zug eine Länge von 36 km.

3. Wulfshagen — Bartelstorf, mit Seitenzweig Kussewitz, 24 km lang.

Ein ganz auffälliger schmaler Wall schlängelt sich bei Kloster Wulfshagen in NS-Richtung durch das Gelände, im Volksmund als rüggbarg bekannt. Sein NO-Ausläufer verliert sich in Heidesandgebiet bei Brünkendorf. Seine SW-Fortsetzung ist nur undeutlich über Gresenhorst zu verfolgen, bis er wieder in Steinfeld und Fienstorf als schöner Kieswall erscheint. In mehreren undeutlichen Kies- und Sandrücken setzt der Zug fort, um in der Bartelsdorfer Kiesgrube bei Rostock zu endigen als breiter, nicht sehr hoch, aber doch deutlich aus der Geschiebemergelebene

aufsteigender Berg. Jetzt ist freilich der 24 m hohe Berg verschwunden und an seiner Stelle liegt die Tiefung der ehemaligen Kiesgrube. Der Abbau hat hier den Untergrund als den grauen Geschiebemergel gefördert, dessen Oberfläche klippenförmig zerfurcht erscheint und von dem viele große Gerölle in dem Kies gefunden wurden, und man kann die Mächtigkeit des aufgeschütteten Kiesmaterials etwa zu 8—10 m annehmen.

Eine kleine Abzweigung bildet der Gehlsdorfer Wallberg. Ein anderer längerer Seitenarm ist der Höhenzug von Grand und Kies, der von Volkenshagen über Kussewitz verläuft.

Überblickt man das Vorkommen der Wallberge, so ergibt sich folgendes:

Die beschriebenen Wallberge treten in der „Moränenebene" innerhalb der Bogen der nördlichen Hauptendmoräne auf.

Trotz aller Einzelschlängelungen ist die herrschende Richtung ihres Verlaufs die nach SW und Süden (nur Roge-Oevelgönne weicht hiervon ab).

Als wesentlicher Bestandteil sind die sie begleitenden Alluvialtalungen (und Wannen) zu betrachten, die häufig in breiten Depressionen des umgebenden Geschiebemergelbodens liegen. Sölle sind vielfache Begleiter. Von den großen NO laufenden Haupttälern der Warnow, Recknitz und Peene sind sie unabhängig, z. T. endigen sie mit Zuflußtälern zu denselben. Der innere Bau zeigt in ein und demselben Zuge oft große Verschiedenheiten. Immer herrscht fluviatiles Material (Sand, Kies, Gerölle), oft mit Block- und Moränenan- und -auflagerung, bisweilen auch mit Aufragung der liegenden Moräne, als Erosionsrest. Anfang und Ende sind bisweilen von Sandfeldern begleitet; das Ende ist bei Bartelsdorf und Teterow mächtige Geröllanhäufung. Moräne beteiligt sich sehr häufig und zwar in verschiedenster Art, als Decke, Mantel, Erosionskern, mit und ohne Stauchungen. Man findet einfache Übergußschichtung, Mulden mit Steilflügeln, Steilstellung (einseitig oder fächerförmig), Stauchungen, kleine Verwerfungen; an den Seiten zuweilen terrassenförmige Abrutschungen. Die Kammlinie übersteigt meistens nicht die mittlere Höhe des weiteren umgebenden Geländes. Ausnahmen bilden Bartelsdorf, Dolgen, Heidberg, Priemer.

Die Fluviatilbildungen haben gleiches Alter mit der an- und aufgelagerten Moräne (meist Innenmoräne) und ebenso mit der unterlagernden, aufgewühlten und aufgestauten Grundmoräne. Bezüglich ihrer Entstehung möchte ich nicht eine rein subglaziale Bildung annehmen, sondern glauben, daß offene Spalten oder wenigstens geschwächte Stellen der Eisdecke hierbei in Frage kamen, besonders deshalb, weil die begleitenden Niederungen (Seen, Moore, Täler) alle deutlich jugendlich sind und niemals eine Bedeckung durch Moräne haben, also wohl nicht von einer

zusammenhängenden Eisdecke überzogen waren. Nimmt man z. B. Stellen, wo zwei Eisströme oder Loben zusammengrenzten, als Bildungsort der Wallberge an, so erklärt sich auch leicht die Erscheinung, daß Wallbergzüge in ihrer Verlängerung auf Bogenecken der Endmoräne hinweisen.

Nur ganz kurz seien die Beziehungen der beobachteten Lagerungsverhältnisse mit dieser Auffassung angedeutet: Das normale wäre die einfache Aufschüttung mit horizontaler oder muldenförmiger oder Übergußschichtung. Steilstellung der Schichten kann durch eine Anlagerung an die Eiswand zustande gekommen sein; hierbei waren lokalisierte Stauchungen möglich, die bis zu Knickungen ausarten konnten. Eingeschaltete Geschiebemergelbänke entsprechen Auflagerungen von Eis mit Innenmoräne, die alsdann weiter von fluviatilem Material überschüttet wurden, Aufragungen unterer Moräne dem durch die Wässer ausgefurchten Grundmoränenboden (dessen Klippen dann samt der Sedimente seitliche Stauchungen erfahren konnten).

2. Rückenberge (Drumlins).

Die zweite eigentümliche Bodenform der Moränenebene, die der Drumlins, ist mir schon lange in Mecklenburg bekannt, doch konnte bisher keine ausführlichere Darstellung derselben gegeben werden. 1886 wurde ihrer unter der Bezeichnung Esker und Kames gedacht, aber erst Keilhack gab 1896 die erste einwandfreie Darstellung der pommerschen Drumlinlandschaft, seitdem sind sie auch in anderen Teilen des norddeutschen Diluvialbodens bekannt.

Als wesentlichen Bestand der „Rückenlandschaft" nenne ich diese Hügel zu deutsch Rückenberge.

Vereinzelt kommen die Rückenberge bereits in der ebenen Moränenlandschaft vor. So finden wir sie, um nur einige Beispiele anzuführen, in der Gegend von Marlow, bei Gutendorf, Wöpkendorf, Sülze, Barkvieren, Wendfeld z. T. ganz typisch ausgebildet, ferner bei Vilz und von da nach Gnoien; südlich dieser Linie werden sie häufiger. Auch von Lantow über Karow bei Güstrow verläuft ein schmaler Strich, der dann von Boldebuk—Prüzen weiter nach SW streicht zur Endmoräne.

Die Richtung der einzelnen Rücken und Züge ist hier immer SW.

Ein ausgezeichnetes und dabei bequem zu erreichendes Gebiet der Rückenlandschaft durchquert man mit der Bahnstrecke Plaaz—Lalendorf, hier liegt auch das der Seenplatte vorgelagerte Kleinsee-Gebiet.

Der Beginn ist bei Liessow in eigentümlichen schroff aus SW streichenden Moorniederungen aufsteigenden Rücken, die über Knegendorf weiter streichen. Bald hinter Plaaz durchschneidet die Bahn die typische Rückenlandschaft. Ein 4,5 km breiter Schwarm von Rückenbergen erstreckt sich in SW-Richtung. Es

sind elliptische schmale Geschiebemergelrücken, bald lang, bald kurz, bis 10 m hoch, die hinter und neben einander liegend, getrennt durch schmale wannenförmige Niederungen, der Landschaft ein äußerst unruhiges Gepräge verleihen. Oft gewahrt man, daß das südliche Ende steiler als das nördliche abfällt. Viele der Hügel sind zu Koppeln eingerichtet, so daß sie das ganze Jahr über freien Blick gewähren. Zahlreiche Sölle begleiten sie auf dem schweren Geschiebemergelboden.

Nach NO setzt sich der Schwarm fort zu dem Schmooksberg. Dieser ist nichts anderes als ein mächtiger Schwarm von Rückenbergen und läßt sich sehr schön auf dem Wege von Plaaz nach Tolzin studieren, wo man eine Menge paralleler Rücken aus der Waldung heraustreten und den Weg überqueren sieht. Lehmiger Steinkies bedeckt sie, nach den Flanken gehen sie in den schweren Lehmboden über, schmale tiefe Furchen trennen sie. Der Schmooksberg zeigt in der Waldung steinbestreute Sandrücken, getrennt durch zahllose tiefe Talfurchen, nebst Söllen.

Östlich davon liegen bei Pölitz weitere typische Rückenberge, die schon 1886 erwähnt worden sind.

In vollkommener Form treffen wir die Rückenberge wieder, nachdem der Schwarm den Gremmeliner Wallbergzug überquert hat, bei Vietgest, Schwiggerow usw., dort prächtige Bergformen bildend, östlich von dem Hoppenrader Wallberg.

Östlich folgt eine weitere Menge von Rückenbergen bei Mamerow, Wockern usw. Das alte Kirchlein zu Gr. Wockern steht auf einem solchen, der einen südlichen Anhang an den Roger Wallbergzug darstellt.

An dem Bau der mecklenburgischen Rückenberge beteiligen sich fast ausnahmslos ein fluviatiler (Kies-, Grand- oder Sand-) Kern und ein Moränenmantel; ferner sind sie allermeist seitlich begleitet von (vielfach moorerfüllten) kleinen Niederungen. Der Fluviatilkern zeigt verschiedenartige Schichtung, flache Gewölbe mit Übergußschichtung, auch einseitigen Bau, kleine Verdrückungen. Die auf- und angelagerte Moräne zeigt fast stets eine deutliche Aufschichtung in ihren unteren Teilen und ist konkordant aufgelagert; vielfache Aufschlüsse zeigen eine innige Verschmelzung des Moränenmantels oder wenigstens deutlichste Konkordanz mit dem Sandkern, was für eine subglaziale einheitliche Bildung spricht, nicht für Durchragungen im Schröder'schen Sinne, auch nicht für Exarationsformen.

Zum Teil sieht man deutlich die Reihenfolge der Bildung: Zuerst Absätze aus Wasser, auf die sich dann ein Mantel von Moräne legte, welche auf der Höhe des Rückens stark ausgeschlemmt erscheint, an den Abhängen aber mehr kompakt blieb. Die Schichten waren vom Wasser angehäufelt, auf dessen Oberfläche schwimmende, Innenmoräne enthaltende Eismassen — sei es als große tafelförmige

Schollen, sei es als mehr weniger zusammenhängende Decke des schwindenden Inlandeises — wie ein letzter Schaum aufsaßen und ruhig abschmolzen. Unwillkürlich kommt einem der Vergleich von Davis mit den Sandbänken eines weiten seichten Stromes, den auch Früh unter Hinweis auf das „fließende der Drumlinlandschaft" verwendet, indem er die Drumlins als sub- oder englaziale Bildungen anspricht.

Wenn die pommerschen Drumlins wirklich nur aus Geschiebemergel bestehen und nicht doch vielleicht auch einen Sandkern haben, so müßte man einen mecklenburgischen und einen pommerschen Typus unterscheiden.

Unsere Rückenberge haben sonach denselben Bau wie die Wallberge und unterscheiden sich von denselben nur durch die Art ihrer Anordnung: dort reihenförmig hinter einander und mehr oder weniger zu einem Zug verschmolzen, hier mehr selbständig und bei geselligem Auftreten teils hinter, teils (im typischen Falle) neben einander; die begleitenden Depressionen dort meist zu größeren Talungen gehörig, hier mehr selbständige kleine Einsenkungen bildend.

3. Die Zungenbecken des östlichen Mecklenburg.

Die großen NO gerichteten Täler des östlichen Mecklenburg, das der Warnow, Recknitz, Peene und Tollense, welche z. T. noch Wasserreste als Randseen enthalten und welche (bis auf die Warnow) in den Sammelstrom des „mecklenburg-pommerschen Grenztales" einmünden, unterscheiden sich sehr wesentlich von den im SW des Landes in SW-Richtung zum Elburstrom laufenden Tälern. Während diese sich normal aus den sich der südlichen Hauptendmoräne außerhalb anschließenden Sandurn entwickeln, haben die nordöstlichen Täler ihren Beginn innerhalb der Konkaven der nördlichen Endmoränenbogen, in ausgezeichneten Evorsionszirken. (Vergl. die Karten in: Seen, Moore und Flußläufe Meckl. 1886 und Endmoränen Meckl. 1894 [1].)

Es wurde schon mehrfach betont, daß diese tiefen und breiten Täler nur kurze Zeit voll Wasser gewesen sein können (vergl. Peterm. Mitteil. 1903. 4. p. 26 und 27) und es ist dies auch soeben durch botanische Untersuchungen aus den Torfen des Warnowtales von R. Stahl sicher nachgewiesen worden.

Da diese Täler vom ehemaligen Eisrand (Endmoräne) gegen die Eisrichtung verlaufen, wurde die Möglichkeit erwähnt, daß sie subglazialen Strömen ihren Ursprung verdanken. (Geogr. Mitt. 1903. p. 26; Endmoränen 1894. p. 10, 34. Bem. z. Eiszeitproblem, Archiv Nat. Meckl. 65. 1910. p. 10.)

---

[1] Zur Entscheidung der (1886, Seen, Moore, p. 17, verneinten) Frage, ob bei Bildung unserer Täler tektonische Verhältnisse mitgespielt haben, liegen auch jetzt noch keine sicheren Anhaltspunkte vor, höchstens in der Umgebung des Malchiner Sees.

Aber ich muß gestehen, daß auch diese Erklärung mich nicht befriedigen konnte und ich immer mehr zu der Auffassung gekommen bin, die ich schon in der Arbeit über die mecklenburgischen Endmoränen, 1894, p. 34, angedeutet hatte, daß nämlich jene Täler durch Gletscherzungen gebildet seien.

Alle vier Täler zeigen gewisse Verschiedenheiten: Der Talbeginn des Warnowtales ist von Endmoränenzirken umgeben, der untere Lauf macht Abbiegungen von der ersten NO-Richtung. Das Recknitztal ist bei Güstrow durch eine Sandfläche unterbrochen von den Seewannen im SW; im übrigen hat es ziemlich reinen NO-Verlauf. Peenetal beginnt mit Moränenzirken, hat zwei große Seereste in gleicher NO-Richtung, endet aber mit Abbiegungen. Tollense mit einem Restsee gabelt im Unterlauf.

Trägt man auf einer Karte die Alluvialerfüllung der Täler ein, so bemerkt man, daß diese im oberen Teil des Tallaufes eine breitere Fläche einnehmen, als im unteren. Besonders auffällig ist es beim Recknitztal, welches die breite Wanne eines Zungenbeckens darstellt, die bis Laage reicht und nun von dem gleichmäßig verengten Tal abgelöst wird. Bei der oberen Warnow reicht der breitere Teil bis vor Schwaan. Hier finden sich, besonders schön vor Bützow, die langgestreckten zungenförmigen Erosionsreste von Sand, begleitet von schmalen, dem Tale parallelen Rinnen, an Rippeninseln erinnernd. Die Seen der Peene und Tollense gleichen Zungenbecken.

Tiefenmessungen und Abbohrungen werden wohl die Wannenform jener Talstücke ergeben.

Die oberen Teile unserer NO-Täler sind danach als wannenförmige Zungenbecken aufzufassen, nach dem Schema der voralpinen Zungenbecken. (Vergl. Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. 1901. p. 16 u. a.) Es ist selbstverständlich, daß unsere Zungenbecken zahlreiche Verschiedenheiten von den voralpinen zeigen müssen: z. B. führen sie nicht in eine bergige Landschaft, aus welcher die Eisloben hervortraten, sondern sind sogar noch beträchtlich entfernt von der großen Ostseesenke.

Die Hauptentwässerung dieser Zungenbecken erfolgte nicht, wie man es nach dem allgemeinen Schema erwarten sollte, durch die Endmoräne in südlicher Richtung, sondern rückläufig in den breiten und tiefen Tälern, welche dem pommerschen Urstrom tributär waren und zum größten Teil noch sind. (Durchbruchstäler durch die Endmoräne waren allerdings auch vorhanden, verloren aber rasch ihre Bedeutung.)

Daß diese Umkehrung der normalen Verhältnisse möglich war, lag im wesentlichen nicht an dem Ansteigen des Landes zur Seenplatte, sondern wurde durch die Landsenkung bedingt, welche sehr bald nach dem Rückzug des Eises einsetzte. Wir haben die floristischen Beweise dafür, daß die Zungenwannen bald wasserarm

resp. -frei wurden und erst später durch Rückstau wieder versumpft sind und in ihren Unterläufen sogar bei fortschreitender Senkung marine Bildungen über limnischen erhalten konnten.

Auch die Erscheinung der übertieften Täler kann man hier herauslesen: die Seitentäler und -Schluchten mit ihrem starken Gefäll machen den Eindruck von unfertigen jugendlichen Tälern. (S. Penck, a. a. O. p. 145 u. a.)

In Mecklenburg schneidet die Küste im Osten die Moränenebene, im Westen auch die Rückenlandschaft an, weiter nach Westen in Holstein aber tritt sie auch an das Endmoränengebiet heran. Schon mehrfach habe ich darauf hingewiesen, daß nur noch eine weitere Senkung um 5 m genügen würde, um unser ostmecklenburgisches Küstengebiet vollständig zu verändern, zu ähnlichen Formen wie bei Rügen, daß die Mündungstrichter, Förden, Haffe, Strandseen u. dergl. der säkularen (i. e. Litorina-) Senkung ihre Entstehung verdanken [1].

Jetzt können wir somit die holsteinschen Förden als ertrunkene Zungenbecken bezeichnen. Diese Auffassung (s. Peterm. Mitt. 1903. 4. p. 28) wird weiter bestätigt durch die Untersuchungen der submarinen Moorbefunde von Weber u. a. [2]

Rostock, 2. Januar 1912.

Neue Carbonaufschlüsse in Attika.

Von **Carl Renz.**

(Vorläufige Mitteilung.)

Im Laufe der letzten Jahre habe ich die weite Verbreitung des Carbons in Attika nachgewiesen. In stratigraphischer Hinsicht besonders bemerkenswert ist die Entwicklung von Fusulinen- und Schwagerinenkalken, die als Einlagerungen in den obercarbonischen Schiefer-Grauwackenzonen auftreten.

[1] Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1883. p. 304. Berendt verwies damals auf dieselbe, bereits von Beyrich betonte Auffassung, N. Jahrb. f. Min. etc. 1884. I. p. 104. Beitrag VI. Archiv 1884. p. 212. Der Boden Mecklenburgs, Forsch. d. Landesk. I. 1885. p. 32. — Peterm. Mitt. 1903. Heft 4. — Wahnschaffe spricht dieselbe Auffassung aus. (Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1910. p. 277. Gesenkte Seen s. a. Gagel, Jb. L.-A. 1909. p. 236 f.)

[2] Manche andere Fragen, wie vermeintliche Klimaschwankungen, lokale Torflager scheinbaren diluvialen Alters werden wohl eine einfachere Erklärung finden bei Berücksichtigung der Staue infolge der vorschreitenden Litorinasenkung; vergl. auch das Torflager am Schulauer Strand, nach Wolff, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1911. B. 410. Auf gleiche Verhältnisse deutet auch das Verbundensein von Süßwasser- und marinen Ablagerungen an zahlreichen prä- (und inter-?) glazialen Fundpunkten.

Neuerdings habe ich nun die bereits von mir entdeckten zahlreichen attischen Fusulinen- und Schwagerinenkalk-Aufschlüsse noch um einige weitere Vorkommen vermehren können.

Die obercarbonischen Schieferzonen mit den Fusulinen- und Schwagerinenkalklinsen wurden aus der Gegend von Kapandriti über den Beletsi und das Parnesmassiv bis in die Umgebung von Kaza verfolgt. Die westlichsten der bisher aufgefundenen Vorkommen von Fusulinen- und Schwagerinenkalken bilden die nördlichen Kalkvorhöhen des Mazibeckens, westlich von Hagios Meletios und nordöstlich vom Dorf Mazi. Die ganze Gegend heißt Meopolis, einige Pyrgos Mazi genannte Ruinen bezeichnen die Fundstelle noch genauer. Die anstehenden Fusulinen- und Schwagerinenkalke werden hier zum Teil durch das Geröll der das Mazibecken im Norden einsäumenden Kalkzüge bedeckt. Östlich von den Fusulinenkalk-Aufschlüssen bis Hagios Meletios herrschen die obercarbonischen Schiefer und Grauwacken. Eine noch größere Verbreitung besitzen diese weicheren Gesteine in dem Bergland zwischen Kawasala und Kokkini. Auch hier finden sich Einlagerungen von dunklen Crinoiden- und Fusulinenkalken. Der Gebirgskamm südöstlich von Kawasala besteht indessen aus grauen, wohl bereits untercarbonischen Quarzkonglomeraten.

Die bisher bekannten Aufschlüsse des Beletsigebietes dehnen sich gleichfalls weiter aus, und zwar nach zwei verschiedenen Richtungen hin.

Die zuerst entdeckten Vorkommen bei Hagia Triada wurden über die Sesioquelle bis zur Kronisaquelle verfolgt. Sie reichen von hier weiter nach Norden bis in die Gegend der Guritzaquelle. Tadellose Fusulinen-, sowie auch Schwagerinenkalke wurden hier nordöstlich unterhalb des Beletsigipfels (oberhalb des Weges Malakassa—Kiurka) aufgesammelt. Von diesem Fundort aus zieht die Schieferzone noch weiter nach Norden und wurde auch nördlich unterhalb des Beletsi beobachtet. Von diesem Schieferband, das durch die Quellenzone Hagia Triada—Sesio—Kronisa—Guritza bezeichnet wird, zweigt in der Nähe der Guritzaquelle ein weiterer Schieferstreifen ab, streicht über ein Joch zur Karbatzakiquelle hinüber und erfüllt den oberen Teil des von da nach Süden gegen Kiurka zu hinabziehenden Tales. In dieser östlicheren Schieferzone treten im West-Süd-Westen der Karbatzakiquelle gleichfalls Fusulinen führende Einlagerungen auf und bestimmen somit ihr obercarbonisches Alter.

In einem lose aufgesammelten Stück glaubte ich auch Bigenerinen erkennen zu können.

Bei der Karbatzakiquelle selbst steht indessen Keratophyrtuff an, die Höhen im Osten bestehen aus den lichten Deckkalken. Auch hier ist die Struktur des Berglandes die des ausgesprochenen Schollengebirges.

Auf der anderen Seite von Hagia Triada zieht die obercarbonische Schieferzone weiter nach Nordwesten in der Richtung auf Hagios Merkurios zu. Etwa halbwegs zwischen diesen beiden Kapellen zeigen die obercarbonischen Fusulinen- und Schwagerinenkalke eine besonders großartige Entfaltung, wie ich sie in Griechenland nur noch auf Hydra wiedergefunden habe. Die Schwagerinen (*Schwagerina princeps* Ehr.) weisen in dieser Gegend eine zum Teil ganz auffallende Größe auf; die Erhaltung der Foraminiferen ist überhaupt tadellos. Zusammen mit den Fusulinen und Schwagerinen treten Crinoiden und Korallen auf, so Angehörige der Gattungen *Clisiophyllum, Cyathophyllum* und *Lonsdaleia.*

Es handelt sich um eine der *Lonsdaleia floriformis* Lonsd. sehr nahestehende, eventuell sogar idente Art.

Die schwarzen Fusulinen- und Schwagerinenkalke bilden größere oder kleinere Linsen in den schwarzen Schiefern und braunen und graugrünen, dunklen Grauwackensandsteinen. Kalkig-tonige und Sandsteinzwischenlagen dieser Schieferserie sind gleichfalls mit Fusulinen erfüllt.

Nicht alle Kalkeinlagerungen enthalten Fusulinen und Schwagerinen, sondern manche der schwarzen Kalklinsen sind auch foraminiferenfrei. In losen Stücken solcher foraminiferenfreier schwarzer Kalke wurden spärliche Cephalopoden angetroffen. Schon früher hatte ich bei Hagia Triada einen *Paralegoceras* nachgewiesen. (*Paralegoceras (Pericleites) atticum* Renz.)

Die obercarbonische Schieferzone mit den Fusulinen- und Schwagerinenkalklinsen zieht sich demnach fast rund um den triadischen Beletsigipfel herum. Der Beletsi zeigt somit in kleinerem Maßstabe denselben tektonischen Aufbau, wie der Parnesgipfel. Auch hier liegt die Trias mit den die höchsten Höhen einnehmenden Diploporenkalken der jungpaläozoischen Unterlage ähnlich einer Kappe auf. Der Parnesgipfel wird ebenso von einem breiten obercarbonischen Schieferbande, das gleichfalls Fusulinen- und Schwagerinenkalklinsen enthält, umschlungen. Die obercarbonischen Bildungen treten, wie ich schon erwähnte, auch in den südlicheren Höhen des Parnesmassivs noch vielfach unter den oberflächlich weitverbreiteten lichten Deckkalken zutage, so oberhalb Tatoi und Varibopi, in den Schieferzonen beim Kloster Hagia Triada, d. h. also nördlich der Höhen Korifi tis aëras (Windspitze) und Mavrovuno (Schwarzberg), ferner bei Keramidi (Zone Panagia ton Kliston — H. Georgios). Die Athen zunächst gelegenen Vorkommen von Fusulinen- und Schwagerinenkalken finden sich dann am Gebirgsrande nordwestlich und nördlich von Menidi.

Das Obercarbon ist nunmehr auch auf der Insel Salamis südwestlich mit genügender Sicherheit nachgewiesen worden. Der südwestliche Teil von Salamis bis westlich der Bucht Perani dürfte

im wesentlichen von den dunklen Schiefer- und Grauwackensandsteinen des Obercarbons eingenommen werden.

An einer Kalkkuppe südwestlich Perani fand ich einen schwarzen Kalk, in dem deutliche Bigenerinen und spärliche Fusulinenreste zu konstatieren waren. Es handelt sich um dieselben Bigenerinen, d. h. in erster Linie um *Bigenerina elegans* Möller, die ich auch sonst im schwarzen Fusulinenkalk Attikas und Hydras angetroffen habe. Der dunkle, Fusulinen und Bigenerinen haltige Kalk und die damit in Verbindung stehenden Schiefergesteine von Salamis können sonach wohl mit Recht als Obercarbon angesprochen werden.

Die grauen Kalke, die nördlich von Perani bei Kaka Vigla und weiterhin die Küste von Salamis zusammensetzen, dürften triadisch sein. Anderseits wurden zwischen den Dörfern Ambelakion und Salamis jedoch auch Rudistenkalke angetroffen und neuerdings haben wir auf der Insel Hagios Georgios zwischen Salamis und dem attischen Festlande neben Rudistenkalken auch untercretacische Bildungen (dunkle Urgon-Kalke mit *Toucasia carinata* Orb. und *Harpagodes* aff. *Pelagi* Sow. (vergl. dies. Centralbl. 1911. No. 23 p. 732) nachgewiesen.

Auf Hagios Georgios transgrediert das Neogen über die ober- und untercretacischen Bildungen. Die gleichen Neogenbildungen, die auf Hagios Georgios verbreitet sind, bilden auch die Hauptmasse der langgestreckten Insel Psyttaleia (Lipsokutali), die beim Eingang in die Bucht von Salamis liegt. Hier transgrediert das Neogen über graue Triaskalke, von denen sich noch ein Rest an der Südküste, in der Nähe des Leuchtturms erhalten hat. Diese Triaskalke würden also die Fortsetzung der Kalke von Kaka Vigla bilden. Paläontologische Beweise für ein triadisches Alter dieser Kalke stehen noch aus, doch ist habituelle Übereinstimmung mit den Triaskalken des Parnes-Kythaeronzuges so groß, daß ich an der Identität beider Kalke nicht zweifle.

Die Neogenbildungen von Psyttaleia sind ebenso, wie die von Hagios Georgios, im wesentlichen nach Süden geneigt. In der Nähe des Leuchtturms ist eine Schichtenbiegung wahrnehmbar.

Meine letzten Untersuchungen in Mittelgriechenland haben gezeigt, daß die jungtertiäre bis quartäre Bruchperiode bei der Ausgestaltung der heutigen Begrenzung des Landes und seiner Oberflächenformen in hervorragendem Maße mitgewirkt hat. So beruhen wohl auch die eben erwähnten Schichtenbiegungen, wie manche ähnliche Schichtenbiegungen, die im corfiotischen [1] und akar-

---

[1] Die Schollennatur der ionischen Gebirge tritt auch auf Korfu deutlich hervor. Das nördliche Hauptgebirge (Pantokratormassiv) bildet eine nach Westen übergelegte Falte, die dann durch die folgende Bruchperiode zerstückelt wurde. Der komplizierte Mechanismus der Schollen-

nanischen Neogen auf eine jungpliocäne Faltung hinzudeuten schienen, eher auf Flexuren und sind besser als Begleiterscheinungen dieser jugendlichen Bruchperiode aufzufassen.

Im Zusammenhang mit meinen neuen Forschungsergebnissen in Attika seien noch einige Funde im Obercarbon und in der Dyas von Hydra mitgeteilt.

Die oben erwähnten Bigenerinen, unter denen besonders *Bigenerina elegans* Möller wichtig ist, treten auch im Fusulinen-Schwagerinenkalk von Hydra und einigen anderen carbonischen Küsteninseln der Argolis auf.

Bigenerinen habe ich noch gefunden in den weißgrauen bis dunkelgrauen Fusulinen—Schwagerinenkalken von Stavronisi und Platonisi (Platia), sowie auf der Hauptinsel Hydra selbst in der obercarbonischen Fusulinen—Schwagerinenkalkzone Panagia und Christos—H. Konstantinos—H. Joannis.

Von weitaus größerer stratigraphischer Bedeutung, als das Vorkommen der Bigenerinen, ist jedoch der Nachweis von Neoschwagerinen, und zwar von *Doliolina (Neoschwagerina) craticulifera* Schwager auf der kleinen Insel Pettas bei Hydra. Die Neoschwagerinen treten hier zusammen mit Fusulinen in lichtgrauen Kalken auf, die über den eigentlichen Fusulinenkalken folgen. *Doliolina (Neoschwagerina) craticulifera* Schwager ist sonst nur noch aus der Dyas von Japan bekannt und zeigt auf Pettas mit Sicherheit die Existenz von Dyas an, die ich auf der größeren Nachbarinsel Hydra schon früher durch den Nachweis von Lyttonienkalken (*Lyttonia Richthofeni* Kayser und *L. nobilis* Waagen) festgestellt hatte.

Es ist ferner bemerkenswert, daß auch die hydriotischen und attischen Fusulinellen mit einer bisher nur in der japanischen Dyas vorkommenden Art übereinstimmen, doch erweisen die Fusulinellen die Dyas noch nicht mit der Sicherheit, wie gerade *Doliolina (Neoschwagerina) craticulifera* Schwager.

Triest, den 30. November 1911.

---

hebung und Schollensenkung war noch nicht genügend geklärt und hat die Herausgabe meiner Monographie etwas verzögert.

Der Kern der liegenden Falte, der obertriadische Dolomit, könnte auch teilweise wieder schollenförmig entlang der Linie Betalia—Panagiahochtal—Straße Strinilla—Spartilla abgesunken sein und wird auch im einzelnen, so am Westabsturz des Stravoskiadi von Brüchen durchsetzt. Es ist noch festzustellen, ob die den Flyschzug Spartilla—Episkopi scheinbar in zwei Teile zerlegende schmale Dolomitzone Stravoskiadi—Hagia Triada tatsächlich zusammenhängend ein und derselben Scholle angehört, ob zutreffendenfalls die Lagerungsverhältnisse dieser Zwischenscholle zum Flysch durch Einsenkung bezw. Horstbildung zu erklären oder auf eine lokale Überschiebung zurückzuführen sind.

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

Ueber ein einfaches Verfahren zur ersten Orientierung beim Studium der thermischen Dissoziation und der Konstitution leicht zerlegbarer Mineralien.

Von **K. Friedrich** in Breslau.

Mit 20 Textfiguren.

Die thermische Dissoziation von Mineralien ist in den letzten Jahren mehrfach Gegenstand der Untersuchung gewesen. Ich erinnere hier nur einmal an die Carbonate, über welche das Nähere z. B. in C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie, Bd. I, nachgelesen werden kann. Im nachstehenden soll nun auf ein einfaches Verfahren hingewiesen werden, welches das gleiche Ziel verfolgt, aber hierzu einen anderen Weg als die bisher angewandten Untersuchungsmethoden einschlägt. Entsprechend seiner Einfachheit liefert es wohl keine wissenschaftlich-exakten, sondern nur vergleichbare Daten, die aber für die erste Orientierung recht willkommen und für viele Fälle auch vollständig ausreichend sein dürften.

Die Methode beruht in der Aufnahme von Erhitzungskurven. Sie läßt sich für alle solche Mineralien in Anwendung bringen, bei denen die Abspaltung flüchtiger Bestandteile, wie H_2O, SO_3, CO_2, S, As usw., mit Wärmetönungen verbunden ist, die so stark sind, daß sie in den Bereich der Meßbarkeit unserer Apparatur fallen. Das Verfahren besitzt für die vorliegenden Untersuchungen einen um so größeren Wert, als es ohne weiteres und gewissermaßen nebenbei auch über andere Vorgänge, die mit thermischen Effekten verknüpft sind, wie z. B. Schmelzungen bezw. Erstarrungen, Reaktionen und Umwandlungen, Aufschluß gibt und diese innerhalb des untersuchten Bereiches lückenlos registriert, sofern sie nur kräftig genug sind und weit genug voneinander entfernt liegen. Eine wertvolle Ergänzung können die Erhitzungskurven durch die Abkühlungskurven erfahren, deren Aufnahme sich z. B. dann empfiehlt, wenn man über die Umkehrbarkeit eines bei der Erhitzung beobachteten thermischen Vorganges sich Aufklärung verschaffen will.

Bezüglich der Arbeitsweise sei für den ersten Überblick noch folgendes erwähnt. Man nimmt mit einem geeigneten Pyrometer oder Thermometer bei möglichst gleichmäßigem Wärmezu- oder Abfluß den Gang der Temperatur in der Probesubstanz auf. Treten Vorgänge ein, welche mit einer Wärmeentwicklung oder Wärmebindung verknüpft sind, so verraten sie sich durch eine Änderung

in der Erhitzungs- bezw. Abkühlungsgeschwindigkeit. Graphisch läßt sich der Befund darstellen, indem man die Zeit und die zugehörige Temperatur in einem Koordinatensystem abträgt; durch Verbindung der einzelnen Zeit-Temperatur-Punkte miteinander erhält man dann die sogen. Erhitzungs- bezw. Abkühlungskurven. Verwendet man an Stelle der Zeit die Zeitdifferenzen, so ergeben diese die Erhitzungs- bezw. Abkühlungsgeschwindigkeitskurven. Während nun diese Kurven für den Fall, daß keine Wärmetönungen auftreten, stetig und ohne Störung verlaufen, zeigen sie an den Stellen, wo Wärmetönungen stattgefunden haben, Knicke. Selbstverständlich geht aus diesen Aufnahmen allein noch nicht hervor, ob die beobachteten thermischen Effekte auf Schmelzungen bezw. Erstarrungen oder aber Reaktionen, Umwandlungen und Zersetzungen zurückzuführen sind. Meist genügen jedoch sehr einfache Manipulationen, um diese Fragen zu beantworten.

Die Methode ist der Metallographie entlehnt, wo sie für die Erforschung der Konstitution der Metalllegierungen sehr wertvolle Dienste geleistet hat. Während aber hier die Aufnahme von Erhitzungs- und insbesondere Abkühlungskurven zum Ziele führt, bleibt man bei dem Studium der Konstitution solcher Mineralien, die bei der Erhitzung Zersetzung erleiden und unzersetzt nicht schmelzbar sind, auf die Aufnahme der Erhitzungskurven allein angewiesen. Inwieweit das Studium der Zerlegung uns einen Einblick in die Konstitution des ursprünglichen Minerals in Aussicht stellt, darüber soll das Nähere weiter unten angegeben werden [1].

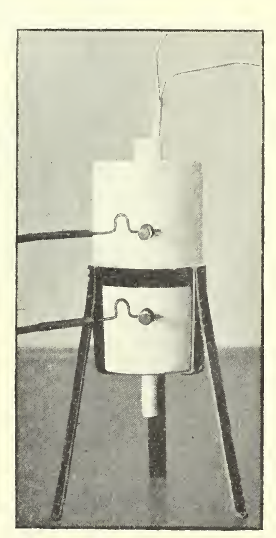


Fig. 1. Platinreagenzrohrofen.

Ich lasse nunmehr einige spezielle Angaben über die Apparatur und die Arbeitsweise folgen.

Da, wie erwähnt, die zu untersuchenden Vorgänge hauptsächlich nur während der Erhitzung studiert werden können, so muß ein Ofen benutzt werden, der eine möglichst gleichmäßige Temperatursteigerung gewährleistet. Ich habe hierfür den Platinreagenzrohrofen als recht geeignet be-

[1] Wie für die Mineralchemie, so ist auch für die Hüttenkunde die thermische Erforschung der Zerlegungsvorgänge von ziemlichem Interesse. Ich verweise hier auf meine diesbezüglichen Abhandlungen in der Metallurgie, Jahrg. VII, Heft 2, und Stahl und Eisen 1911, Heft 47 u. 50, welche übrigens auch noch auf andere Anwendungsgebiete der thermischen Analyse für die Hüttenkunde aufmerksam machen.

funden. Er besteht im wesentlichen aus einem besonders konstruierten Heizkörper, der das Erhitzungs- bezw. Schmelzgefäß aufnimmt und — gegen Wärmeverluste isoliert — in einem Chamottezylinder untergebracht ist. Das Erhitzungsgefäß besitzt Reagenzrohrform und ist aus hochfeuerfester Masse hergestellt. Der Ofen kann sowohl in einem schmiedeeisernen Dreifuß fest montiert werden (Fig. 1), als auch — nach Loebe — eine Vorrichtung erhalten,

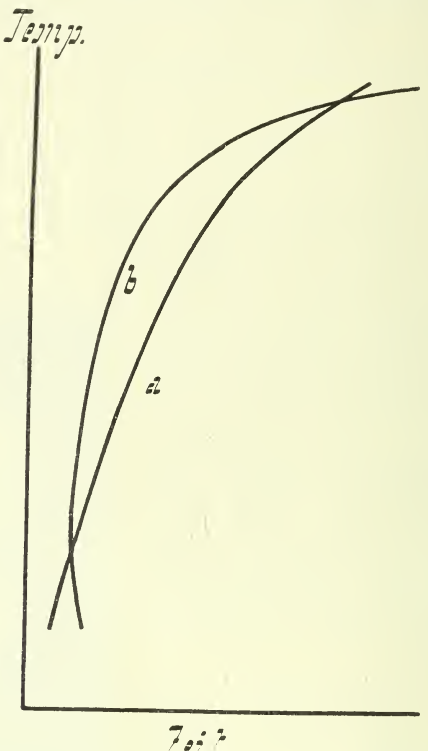


Fig. 2. Kurven ohne Wärmetönungen. a = Erhitzungskurve.
b = Erhitzungsgeschwindigkeitskurve.

welche ihn um seine horizontale Achse zu drehen gestattet. Für den Fall, daß man in beliebig gewählten Atmosphären experimentieren will, ist er mit einer Gaszuführung ausgerüstet. Der Heizkörper ist so konstruiert, daß der Ofen ohne Schaden sowohl mit 110 als auch 220 Volt betrieben werden kann. Bei der letzteren Spannung beläuft sich der Strombedarf auf 2—4 Ampère, wobei — bei forciertem Betriebe — binnen 5 Minuten Temperaturen von 1100—1200^0 ohne Störungen erreicht werden können. Bei ruhigem Betriebe und entsprechender Stromregulierung läßt sich die Erhitzung bis zu 1350^0 steigern.

Als Widerstand speziell für die Aufnahme von Erhitzungskurven empfiehlt es sich, den sogen. Heizstromregler zu verwenden. Es ist bekannt, daß bei dem Beheizen von Platinwiderstandsöfen die Temperatur des Ofens wohl ziemlich gleichmäßig, aber doch in gleichen Zeiträumen nicht um den gleichen Betrag an Graden Celsius ansteigt. Mit zunehmender Temperatur wächst der Widerstand des Platins. Außerdem wird die Temperatursteigerung erschwert durch die Wärmeabgabe nach außen, die einen um so größeren Betrag erreicht, je höher die Temperatur ist. Trägt man die Temperatur in Abhängigkeit von der Zeit bezw. den Zeitdifferenzen in ein Koordinatensystem ein, so bekommt man keine gerade Linie, sondern eine Kurve, welche für den Fall, daß man die Zeit in der Richtung der Abszisse absetzt, mit zunehmender

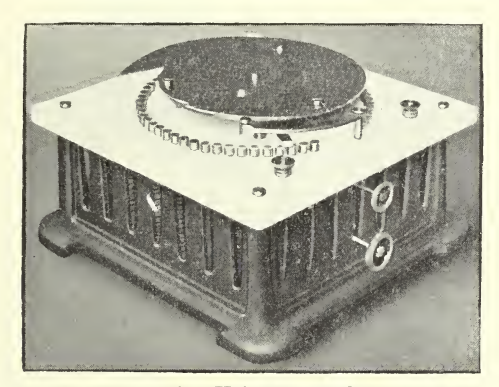


Fig. 3. Heizstromregler.

Temperatur sich mehr und mehr einer Horizontalen nähert. In Fig. 2 ist eine derartige Erhitzungs- bezw. Erhitzungsgeschwindigkeitskurve wiedergegeben. Nun ist es für die Verfolgung der Wärmevorgänge innerhalb eines erhitzten Körpers recht erwünscht, die Temperatursteigerung so zu gestalten, daß die Erhitzungsbezw. Erhitzungsgeschwindigkeitskurve eine gerade Linie darstellt. Dieses Ziel läßt eben der Heizstromregler erreichen. Bezüglich des Prinzipes und der Einrichtung dieses neuen Apparates, der in den Fig. 3 und 4 in der Ansicht und in Schnitten wiedergegeben ist, verweise ich auf meine ausführliche Beschreibung in der „Metallurgie“, 1912. Heft 3. p. 83, 84 [1]. Zur Illustration der Wirkungsweise diene nur noch die Fig. 5, welche eine Erhitzungs- und Erhitzungsgeschwindigkeitskurve darstellt, die mit Hilfe des Heizstromreglers aufgenommen worden sind. Hierbei wurde eine Sub-

[1] K. Friedrich, Das Metallhüttenmännische Institut der Kgl. Technischen Hochschule Breslau.

stanz vorgelegt, welche in dem untersuchten Bereich keine Wärmetönung aufwies.

Zu den Temperaturbestimmungen können für niedrigere Wärmegrade Quecksilberthermometer herangezogen werden. Für höhere

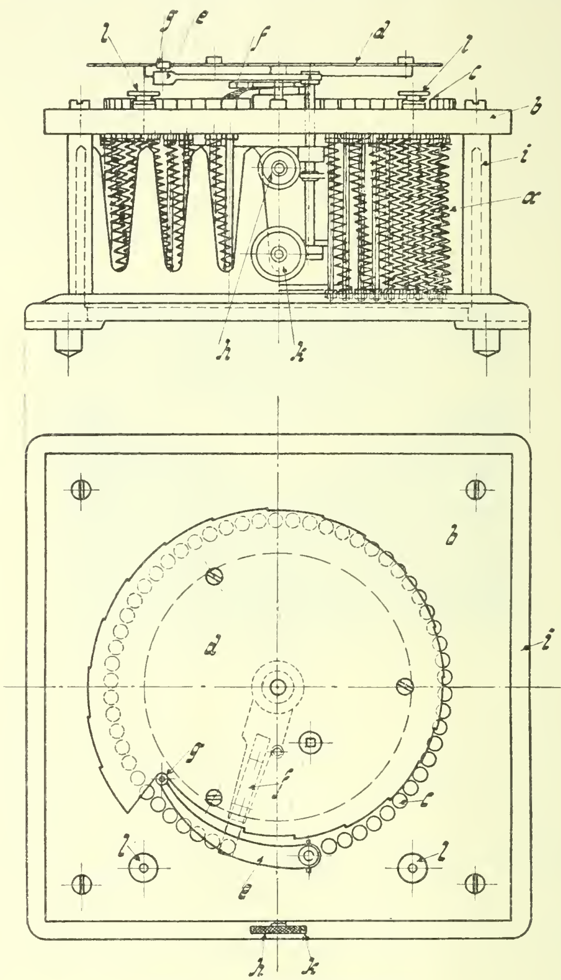


Fig. 4. Heizstromregler.

kommen Thermoelemente in Betracht. Die zugehörigen Millivoltmeter lassen die entsprechende Temperatur sofort ablesen. Erforderlich ist nur noch, daß die Verbindungsstellen des Thermoelements mit den kupfernen Zuleitungsdrähten zu den Voltmetern auf einer bekannten und möglichst gleichmäßigen Temperatur gehalten werden. Es läßt sich dies sehr einfach in der Weise er-

reichen, daß man diese Verbindungsstellen in Glasrohre verlegt, welche in einem Wasserbade untergebracht sind.

Um nun den Gang der Temperatur in dem zu untersuchenden Material verfolgen zu können, muß das Thermometer bezw. Pyrometer in dieses eintauchen. Greift die Probesubstanz das Thermoelement nicht an, so kann man es ohne Schaden nackt verwenden.

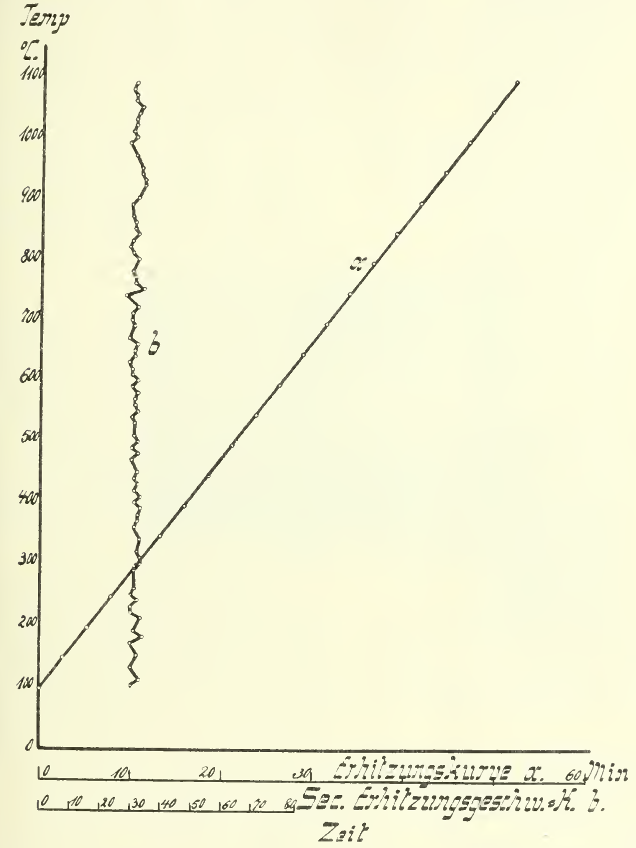


Fig. 5. Kurven — ohne Wärmetönungen — aufgenommen mit Heizstromregler.

Bei Substanzen, bei denen die Anwesenheit schädlicher Beimengungen nicht ausgeschlossen ist, empfiehlt es sich, eine Schutzhülse anzuwenden, die in diesem Falle aus Platin bestehen kann. Fig. 6 zeigt einen Schnitt durch das Ofeninnere mit dieser Anordnung. Die Probesubstanz befindet sich hierbei in einem Platintopf, den man zum Zwecke der bequemen Beschickung und Wägung vermittelst der an ihm befestigten und über die Oberkante des sogen. Schmelzrohres herausragenden Drähte einsetzen und heraus-

nehmen kann. Die Anordnung kann Verwendung finden zur Untersuchung von Carbonaten und Sulfaten. Sollen Arsenide, Sulfide usw. bearbeitet werden, so kommt der Platintopf in Wegfall. Das Probematerial wird direkt in dem Schmelzrohr oder einem Einsatztiegel aus Porzellan bezw. Quarz untergebracht. Das Schutzrohr aus Platin wird durch ein Porzellan- oder Quarzrohr ersetzt. Während aber bei dem ersteren zur Vermeidung von Kurzschluß beide Schenkel des Thermoelements isoliert werden mußten, ist dies bei Anwendung der letzteren nur für einen Schenkel erforderlich.

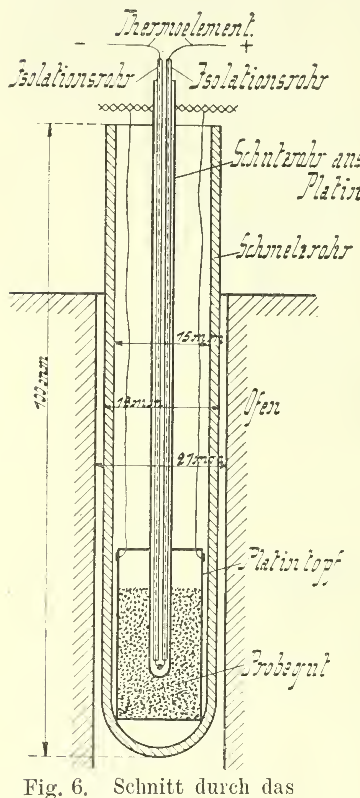


Fig. 6. Schnitt durch das Ofeninnere.

Fig. 7 zeigt die gesamte Versuchsanordnung. Hierbei ist allerdings nicht der Heizstromregler, sondern nur ein gewöhnlicher Widerstand vor den Platinofen vorgeschaltet worden. Wie die Aufnahme erkennen lassen wird, ist die Apparatur eine äußerst einfache, handliche und übersichtliche [1].

Entsprechend der Apparatur stellt sich auch die Arbeitsweise als eine sehr einfache dar und ist hierzu nach den einleitenden Bemerkungen nur noch wenig nachzutragen. Von dem Probematerial, welches zweckmäßig in sehr fein pulverisierter Form verwendet wird, gelangen ca. $\frac{1}{2}$ bis etwa 5 g zur Untersuchung. Die Ablesung der Zeit erfolgt an einer Sekundenuhr. Zur Konstruktion der Erhitzungs- bezw. Abkühlungskurve kann man entweder in bestimmten Zeiträumen den Stand des Quecksilbers bezw. des Zeigers am Voltmeter oder aber in bestimmten Temperaturabständen, wie z. B. von 5 zu 5 oder 10 zu 10°, den Stand des Sekundenzeigers ablesen. Bei den Erhitzungskurven verursachen Wärmebindungen eine Verzögerung in dem Ansteigen der Temperatur. Sind sie bedeutend, so kann der Zeiger des Voltmeters oder die Kuppe des Quecksilberfadens längere Zeit an ein und

[1] Vollständige Einrichtungen für diese thermischen Untersuchungen liefern die Vereinigten chemisch-metallurgischen und metallographischen Laboratorien, Berlin C 19, Adlerstr. 7.

derselben Stelle verharren. Vorgänge, welche mit Wärmeentwicklung verknüpft sind, verraten sich durch eine Beschleunigung im Gange der Temperatur. Unter Umständen kann diese so stark sein, daß man auf die Ablesungen innerhalb der normalen Zeit- bezw. Temperatureinheiten verzichten muß. Bei der Abkühlung führt eine Wärmeentwicklung zu einer Verzögerung des Temperaturabfalls bezw. einem Verharren des Zeigers oder Quecksilberfadens, während eine Wärmebindung einen rascheren Gang verursacht. In den Fig. 2, 8 und 9 sind Erhitzungs- und Erhitzungsgeschwindigkeitskurven schematisch dargestellt und zwar für den Fall, daß nicht mit dem Heizstromregler gearbeitet wurde. Fig. 2 entspricht, wie schon früher erwähnt, einer Substanz, die innerhalb des untersuchten Bereiches keine merkliche Wärmetönung aufweist; die Kurve steigt stetig und ohne Störung an. Fig. 8

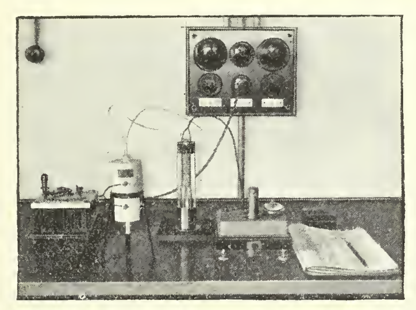


Fig. 7. Apparatur für Versuche bei Atmosphärendruck.

zeigt eine Wärmebindung, Fig. 9 eine Wärmeentwicklung. Da die Erhitzungsgeschwindigkeitskurve die Punkte, wo eine Wärmetönung stattgefunden hat, schärfer zum Ausdruck bringt als die Erhitzungskurve, so wird man der ersteren in den meisten Fällen den Vorzug geben.

Sind die thermischen Effekte nicht sehr stark ausgeprägt, so daß die Aufnahme der Erhitzungskurve versagt, so kann die thermische Verfolgung der Erhitzung doch noch recht nützlich sein, wenn nämlich Erscheinungen anderer Art als Anhalt für den Eintritt des untersuchten Vorgangs benutzt werden können. Ich möchte hier auf meine allerdings etwas fernerliegenden Untersuchungen über den Röstbeginn von Sulfiden hinweisen, wobei ich als Vergleichspunkte diejenigen Temperaturen wählte, bei denen im Luft- und Sauerstoffstrom bei annähernd gleicher Gasgeschwindigkeit die Entwicklung von schwefliger Säure sich durch den Geruch eben bemerkbar zu machen begann [1]. Zu dem gleichen Zwecke könnte z. B. auch die Entwicklung von sichtbaren Dämpfen, wie z. B.

[1] Metallurgie. Jahrg. VI. Heft 6. p. 171 ff.

von arseniger Säure und von Schwefelsäurenebeln, herangezogen werden. Über ein Hilfsverfahren, das speziell zum Studium der Dissoziation von Mineralien, wie z. B. der Carbonate, geeignet ist und die rein thermischen Untersuchungen in wertvoller Weise ergänzt, wird eine nahe zum Abschluß gebrachte Arbeit meines Assistenten L. Garrett Smith demnächst berichten. Dieses Ver-

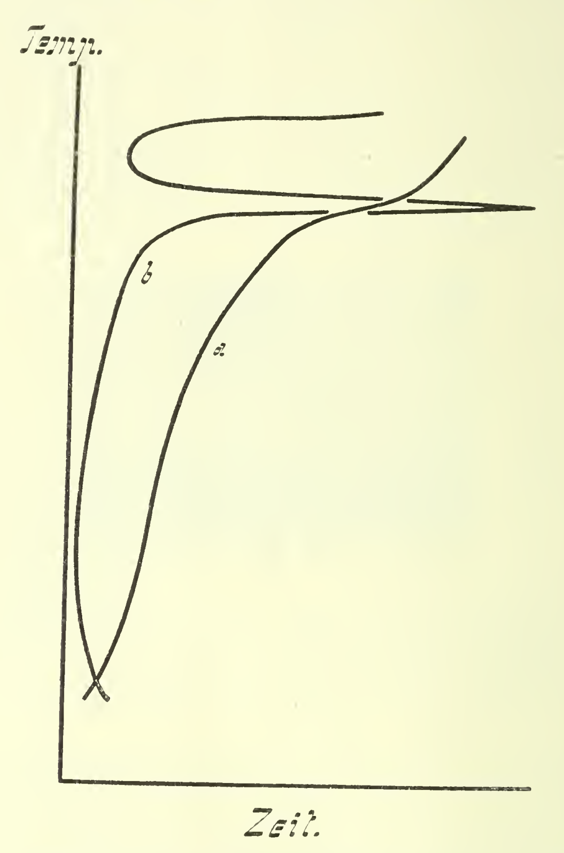


Fig. 8. Kurven mit einer Wärmebindung. a = Erhitzungskurve. b = Erhitzungsgeschwindigkeitskurve.

fahren beruht darauf, daß die bei der Zerlegung abgegebenen Gase aufgefangen und ihre Volumina gemessen und verglichen werden.

Um sich nun über die Leistungsfähigkeit des hier in Rede stehenden Verfahrens speziell für das Studium der thermischen Dissoziation und der Konstitution leicht zerlegbarer Mineralien ein richtiges Urteil bilden zu können, müssen zunächst einige theoretische Bemerkungen Platz finden.

Da beim Erhitzen unsere Untersuchungsobjekte in einen festen und einen gasförmigen Bestandteil zerfallen, so haben wir es hier mit heterogenen Systemen zu tun. Die dabei herrschenden Gesetzmäßigkeiten wollen wir an dem Beispiel des kohlensauren Kalkes erläutern.

Kohlensaurer Kalk zerfällt beim Erhitzen nach der Gleichung $CaCO_3 \rightleftarrows CaO + CO_2$. Bringen wir Calciumcarbonat in ein

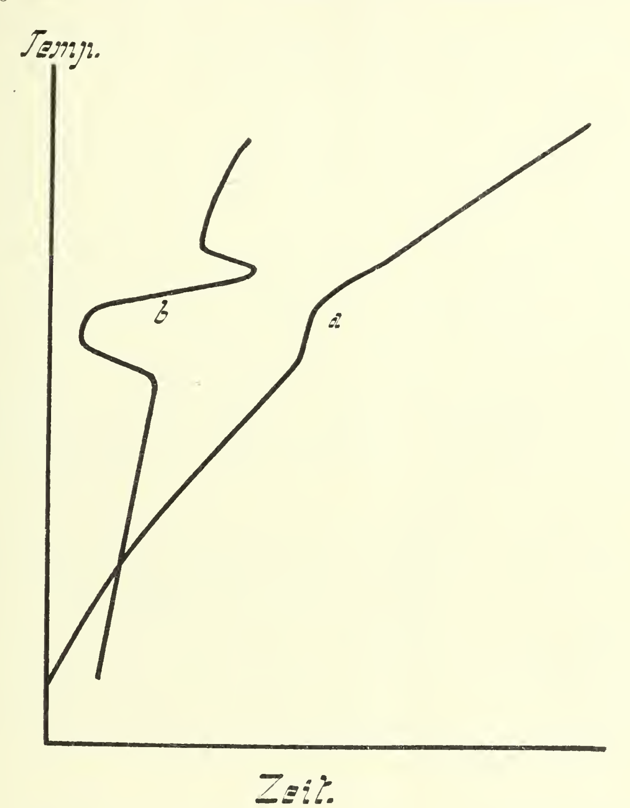


Fig. 9. Kurven mit einer Wärmeentwicklung. a = Erhitzungskurve. b = Erhitzungsgeschwindigkeitskurve.

luftleeres Gefäß und stellen auf die Temperatur t ein, so wird so lange eine Kohlensäure-Abspaltung erfolgen, bis die Kohlensäure-Atmosphäre in dem Gefäß einen Druck von p mm Hg erreicht hat. Dieser Betrag ist nur abhängig von der Temperatur, nicht aber von den Mengenverhältnissen des Calciumcarbonates, Oxydes und der Kohlensäure; auch die Gegenwart indifferenter Gase, wie z. B. von Stickstoff, bleibt auf ihn ohne Einfluß.

Von G. ZAVRIEFF wurden für den kohlensauren Kalk folgende Kohlensäuretensionen gefunden:

Tabelle 1.

t =	725	815	840	870	892	910	926°
p =	67	230	329	500	626	755	1022 mm.

Diese Zusammenstellung besagt:

Bei 870° z. B. entspricht p 500 mm Hg. Ist dieser Druck im Gasraume erreicht, dann tritt Stillstand in der Reaktion ein; die Zersetzung des kohlensauren Kalkes hört auf. Tragen wir dafür Sorge, daß p ständig unterhalb 500 mm Hg bleibt, dann muß alles Carbonat in Oxyd übergehen. Das Umgekehrte geschieht, wenn wir in der Gasschicht den Kohlensäuredruck höher als 500 mm halten; die Reaktion ist reversibel. Steigern wir t auf 910°, so erreicht die Kohlensäurespannung den Betrag von 755 mm Hg. Bei 910° C könnten wir also das gesamte Carbonat zerstören, wenn wir unter Atmosphärendruck arbeiten und der entstehenden Kohlensäure Gelegenheit zum Entweichen bieten. Dies ist nun auch der Punkt, der bei unseren thermischen Untersuchungen eine Rolle spielt, sofern wir, wie dies hier geschieht, mit offenem Gefäße, also unter Atmosphärendruck arbeiten. Die mit der Erreichung der Tension von einer Atmosphäre verknüpfte stärkere Zerlegung des Carbonats benötigt eine bedeutende Wärmemenge, die der Erhitzung der Substanz verloren geht; der Zeiger des Voltmeters verharrt.

Freilich ist so die Temperatur, wo die Tension dem Betrage von genau einer Atmosphäre entspricht, nur angenähert zu ermitteln. Bei der nicht zu umgehenden verhältnismäßig raschen Erhitzung wird die Anomalie in der Erhitzungskurve in höhere Temperaturzonen verschleppt. Der Druck in der Gasschicht erreicht für Kohlensäure bei 910° nur dann die Höhe von einer Atmosphäre, wenn das System genügend lange Zeit sich überlassen bleibt, und sich Gleichgewicht zwischen $CaCO_3$, CaO und CO_2 einstellen kann.

(Schluß folgt.)

Besprechungen.

O. Abel: Grundzüge der Paläobiologie der Wirbeltiere. E. Schweizerbart, Stuttgart 1912. 708 p. 470 Fig.

Dieses Buch bringt an Material und Methode viel Neues. Paläobiologie ist die Anwendung der ethologischen Methode in der Paläontologie. Die ethologische Methode ist hauptsächlich durch DOLLO eingeführt worden. Ethologie besteht in der Erforschung

der Organismen in ihren Beziehungen zur Umgebung. Die Untersuchung der Biologie fossiler Tiere hat zur Voraussetzung, daß die Umformungsgesetze für die lebende und fossile Tierwelt die gleichen waren. Die Biologie der lebenden Formen bildet naturgemäß den Ausgangspunkt der Untersuchungen. Die Bezeichnung Paläobiologie, die Verf. einführt, ist eine treffende. Eine große Menge von Abbildungen, unter denen viele neue sind, erleichtern den Gebrauch des Buches.

Nach einer Einleitung historischer Natur ist der erste größere Abschnitt den Arten und Gründen der Erhaltung fossiler Wirbeltiere gewidmet. In dem großen Kapitel über die Einwirkung der Außenwelt auf den Organismus werden zuerst die verschiedenen Anpassungen an die Bewegungsart durchgenommen, das Schwimmen, Kriechen, Schreiten, Fliegen, Graben, Klettern. Dann geht Verf. zu den Anpassungen an den Aufenthaltsort, sowohl in den verschiedenen Meeresregionen als auf dem festen Lande, über. Es folgen die Anpassungen an die Nahrungsweise, wobei hauptsächlich Gebiß und Kieferformen, Zahnwechsel, Reduktionen des Gebisses und Arten der Nahrungsweise besprochen werden. Dann kommen die Anpassungen an den Kampf mit Feinden und Futtertieren. Ein interessanter, ein großes, noch fast ganz neues Gebiet kurz andeutender Abschnitt ist der über die vergleichende ethologische Geschichte der Wirbeltierfaunen. Paläobiologie und Phylogenie heißt das Schlußkapitel, das in kurzer Form einige vergleichende Zusammenfassungen bringt.

Das von Dollo ausgesprochene Erfahrungsgesetz der Irreversibilität der Entwicklung wird vom Verf. folgendermaßen formuliert: 1. Ein im Laufe der Stammesgeschichte verkümmertes Organ erlangt niemals wieder seine frühere Stärke; ein gänzlich verschwundenes Organ kehrt niemals wieder. 2. Gehen bei einer Anpassung an eine neue Lebensweise (z. B. beim Übergang von Schreittieren zu Klettertieren) Organe verloren, die bei der früheren Lebensweise einen hohen Gebrauchswert besaßen, so entstehen bei der neuerlichen Rückkehr zur alten Lebensweise diese Organe niemals wieder; an ihrer Stelle wird ein Ersatz durch andere Organe geschaffen. Viele Beispiele werden dafür angeführt. Auch die ähnliche Umformung verschiedener nicht miteinander verwandter Tiere durch gleichartige Lebensweise wird mit Beispielen belegt; die Steinmann'schen Entgleisungen auf diesem Gebiet sind in der Tat sehr bedauerlich; zu einer gründlichen Widerlegung derselben wird manches wertvolle Material gegeben. Es wird wiederholt auf den innigen kausalen Zusammenhang zwischen Entstehung von Anpassungen und der Lebensweise hingewiesen. Dem Umstand, daß die unmittelbar den Organismus beeinflussenden Reize der Außenwelt, die unter den die Anpassung bewirkenden Faktoren die Hauptrolle spielen, „seit den ältesten Zeiten organischen Lebens

auf der Erde unverändert auf die Lebewesen einwirken, verdankt die Ausbildung konvergenter und paralleler Anpassungen ihre Entstehung und versetzt uns in die Lage, durch die ethologische Analyse die Lebensweise und Lebensformen der ausgestorbenen Tierwelt zu ermitteln".

F. von Huene.

C. Doelter: Handbuch der Mineralchemie. 3. und 4. Lieferung. Dresden bei Theodor Steinkopff. 1911. p. 321—480 und 481—640. (Vergl. dies. Centralbl. 1911. p. 717, 783.)

Von dem Handbuch sind inzwischen zwei weitere Lieferungen, die dritte und die vierte, erschienen. Von diesen enthält die dritte: Calcit (Schluß). Ätzfiguren. Löslichkeit des Calciumbicarbonats. Synthese des Calcits. Entstehung des Calcits. Genesis des Marmors (H. Leitmeier). Aragonit: Chemische Eigenschaften und Analysen. Oolithe und Rogensteine. Aragonit mit Bleicarbonatgehalt (Tarnowitzit). Physikalische Eigenschaften. Thermische Eigenschaften. Auftreten und Genesis des Aragonits. Anhang. Pelagosit. Thinolith, Pseudogaylessit und Jarrowit. Analysen (H. Leitmeier). Die Hydrate des Calciumcarbonats (P. v. Tschirwinsky). Calciummagnesiumcarbonat (Dolomit). Chemische Zusammensetzung und Analysenzusammenstellung. Eisenarme Dolomite. Eisenreiche Dolomite (Ankerit, Braunspat). Manganreiche Dolomite (Braunspat, Kutnohorrit, Ankerit). Nickelhaltiger Dolomit (Taraspit). Analysen von Dolomitgesteinen (Normaldolomit). Analysen von Dolomitmarmor. Physikalische Eigenschaften. Thermische Eigenschaften. Löslichkeit. Synthese des Dolomits. Genesis des Dolomits. Genesis des Dolomitmarmors. Umwandlungen. Wasserhaltige dolomitähnliche Mineralien (H. Leitmeier). Die Analysenmethoden der Mangan-, Eisen- und Kobaltcarbonate: Rodochrosit. Siderit. Sphärokobaltit. Remingtonit. Zinkspat. Hydrozinkit. Zaratit (M. Dittrich). Mangancarbonat ($MnCO_3$). Manganspat: Chemische Zusammensetzung und Analysenzusammenstellung. Erzanalysen. Physikalische Eigenschaften. Synthese. Genesis des Manganspats. Umwandlungen des Manganspats (H. Leitmeier). Ferrocarbonat ($FeCO_3$). Siderit: Chemische Zusammensetzung und Analysenergebnisse. Erzanalysen. Physikalische Eigenschaften. Vorkommen und Genesis des Siderits. Toneisensteine und Sphärosiderite. Kolloider Sphärosiderit (H. Leitmeier). Kobaltcarbonat (Kobaltspat). Chemische Zusammensetzung und Analysen. Physikalische Eigenschaften. Synthese. Genesis und Vorkommen. Anhang zum Kobaltcarbonat. Kobalthydrocarbonat (Remingtonit) (H. Leitmeier). Zinkcarbonat: Zinkspat. Chemische Zusammensetzung und Analysen. Physikalische Eigenschaften. Löslichkeit. Synthese des Zinkspats. Verbreitung und Entstehung des Zinkspats. Hydro-

zinkit: Chemische Zusammensetzung und Analysenzusammenstellung. Physikalische Eigenschaften. Synthese des Hydrozinkits und der basischen Zinkhydrocarbonate. Genesis und Verbreitung (H. Leitmeier). Nickelhydroxycarbonat: Zaratit. Analysen (H. Leitmeier). Analysenmethoden der Kupfercarbonate (Malachit, Azurit) (M. Dittrich). Kupfercarbonat. Malachit: Analysen. Physikalische Eigenschaften. Synthesen. Bleimalachit. Mysorin. Azurit: Analysen. Synthesen. Zinkazurit. Atlasit. Auricalcit: Analysen. Synthese (A. Himmelbauer). Rosasit (G. d'Achiardi): Die Analysenmethoden der Strontium- und Barymcarbonate. Strontianit. Strontianocalcit und Emmonit. Witherit. Barytocalcit. Alstonit (M. Dittrich). Strontiumcarbonat: Strontianit (H. Leitmeier).

In der vierten Lieferung wird die Betrachtung des Strontianits zu Ende geführt. Daran schließt sich Baryumcarbonat (H. Leitmeier). Alstonit. Barytocalcit (St. Kreuz). Cadmiumcarbonat (H. Leitmeier). Analysenmethoden der Bleicarbonate (M. Dittrich). Bleicarbonat (H. Leitmeier). Allgemeine und technische Darstellung der Bleicarbonate (O. Hönigschmid). Bleichlorcarbonat (C. Doelter). Analysenmethoden der Carbonate des Yttrium, Lanthan, Cer und Didym (M. Dittrich). Tengerit (H. Leitmeier). Lanthanit (Hj. Sjögren). Die fluorhaltigen Lanthan-, Cer-, Didym-Carbonate (G. Flink). Analysenmethoden der Wismutcarbonate (M. Dittrich). Wismutcarbonate (Ph. Kreutz). Analysenmethoden der Urancarbonate (M. Dittrich). Urancarbonate (A. Ritzel). Carbide (Hönigschmid).

Silikate: Silicium (C. Doelter). Analytische Methoden der Silikate (M. Dittrich). Allgemeines über Synthese der Silikate (C. Doelter). Elektrischer Laboratoriumsofen (K. Herold). Die Silikatschmelzen (C. Doelter).

Die bisherigen Mitteilungen über das vorliegende Werk haben wohl ein genügendes Bild von der Behandlung der einzelnen Gegenstände gegeben. Über die folgenden Lieferungen wird daher in kürzerer Form berichtet werden. **Max Bauer.**

Erh. Matter: Die Symmetrie der gerichteten Größen, besonders der Kristalle. (44. u. 45. Programm d. k. k. Obergymnasiums der Benediktiner zu Seitenstetten. 1910. 1911.)

Zur Vorstellung verschiedener Arten von Symmetrieelementen kommt Verfasser durch Ableitung der verschiedenartigen Konstruktion zweier Polygone, bezw. Polyeder, in dem er gleiche Strecken nach entgegengesetzten Richtungen aufträgt, je nachdem

er dabei von einer Grundlinie, einem Grundpunkt oder einer Grundfläche ausgeht, welche beiden Polygonen oder Polyedern gemeinsam sind. Im ersten Falle erhält er eine Symmetrieachse, im zweiten ein Symmetriezentrum, im dritten eine Symmetrieebene.

Verfasser bringt sodann eine historische Betrachtung der Entwicklung des Begriffes Kongruenz nach Euklides, Leibniz, Wolf und Legendre. Die Bezeichnung kongruent und symmetrisch nach der Legendre'schen Definition, wonach die ersteren deckbar gleich, die anderen spiegelbildlich gleich sind, hält Verfasser nicht für geeignet, da die beiden Begriffe einander nicht gegenseitig ausschliessen und im Legendre'schen Begriff „symmetrisch" die Symmetrieachse und das Symmetriezentrum nicht inbegriffen sind. Er fügt derselben darum noch zwei weitere Fälle an:

1. Zwei gleichsinnig kongruente Figuren lassen sich stets symmetrisch zu einer beliebigen Achse anordnen. (Symmetrieachse.)

2. Zu einer Figur F_1 läßt sich eine mit ihr gegensinnig kongruente Figur F_2 stets symmetrisch anordnen in bezug auf einen beliebig angenommenen Punkt Z. (Symmetriezentrum.) Letzterer Satz wird unter Anwendung der „Ebene zusammengesetzter Symmetrie" bewiesen.

In einem weiteren Kapitel bringt Verfasser die historische Entwicklung des Begriffes Symmetrie nach Homer, Pythagoras, Herakleitos, Demokrit, Platon, Vitruvius und Legendre, wobei aber Pythagoras und Vitruvius unter Symmetrie einen dem heutigen Begriff der Harmonie ähnlichen Begriff verstehen.

Im nächsten Kapitel werden die Begriffe Symmetrie und Antimetrie erörtert, und die folgenden Sätze aufgestellt: 1. Zwei Figuren liegen zueinander symmetrisch in bezug auf einen Punkt, eine Gerade oder eine Ebene, wenn jedem Punkt der einen Figur ein in bezug auf das Symmetrieelement symmetrischer Punkt der anderen Figur entspricht. Dieses gegenseitige Verhältnis der beiden Figuren heißt: Symmetrie der Lage.

3. Zwei symmetrisch liegende Figuren sind zueinander symmetrisch oder antimetrisch gerichtet, je nachdem die in den gegengleichen Ordnern liegenden gegengleichen Richtungen einander gleichwertig sind oder nicht. Im ersteren Falle heißt das Verhältnis, in dem die beiden Figuren zueinander stehen, Symmetrie der Richtung, im andern Falle wird es Antimetrie genannt. Dabei wird als Ordner der Abstand eines Punktes eines symmetrischen Gebildes von seinem Symmetrieelement bezeichnet; die Ungleichwertigkeit der Richtung bei der Antimetrie aber auf das Vorzeichen beschränkt.

Zur Anwendung der vorhergehenden Betrachtungen auf die Kristalle werden zuerst die beiden Hauptgesetze der Kristallographie (Gesetz der Parallelverschiebung = Gesetz der Konstanz der Kantenwinkel; und Gesetz der rationalen Achsenabschnitte),

sowie der Begriff des kristallographischen Achsenkreuzes erörtert. Wird nur das Lageverhältnis der Flächen zueinander berücksichtigt, so spricht man von einem Lage- oder Systemachsenkreuz (da hierdurch die Kristallsysteme bestimmt werden); wird auch die in den Flächen sich offenbarende und die zwischen symmetrisch liegenden Flächen auftretende Richtungssymmetrie und Antimetrie in Betracht gezogen, so heißt man diese Darstellung Richtungs- oder Klassenachsenkreuz; in einer Kristallklasse sind alle Kristalle von gleicher Richtungssymmetrie vereinigt.

Das nächste Kapitel enthält kristallographisch wohlbekannte Erläuterungen über Parameter, Indizes und Achsenverhältnisse (Einheiten des Achsenabschnitts). Bemerkenswert ist hier aber, daß Verfasser in diesem Kapitel durch das Vorzeichen nur eine Gegengleichheit der Lage, nicht eine Ungleichwertigkeit von Richtung und Gegenrichtung bestimmt, durch Ungleichwertigkeit der Achsen eine Verschiedenheit (Inkommensurabilität) der Achseneinheiten bezeichnet. Als Parameter werden Vielfache der passend gewählten Einheitsstrecken, als Indizes Teile derselben definiert.

Die bildliche Darstellung der Kristallstruktur, die Verfasser anwendet, ohne dabei eine bestimmte Vorstellung von der wirklichen Molekularstruktur geben zu wollen, ist die, daß er zunächst Elementarräume annimmt, für die das Gesetz der Parallelverschiebung keine Geltung mehr hat, diese Räume denkt er sich durch Kugeln (Kristallmolekeln) ersetzt, auf denen die Atome durch Punkte angedeutet sind. Der Abstand zweier Nachbarmolekel derselben Zone (Gerade) in demselben Kristall ist überall derselbe, in der Anordnung und Qualität der Punkte (Atome) kommt die Symmetrie oder Antimetrie zum Ausdruck.

Das Haüy'sche Symmetriegesetz, nach welchem sich an jedem einfachen Kristall eine Grundform so auswählen läßt, daß sie dieselbe Symmetrie besitzt, wie der ganze Kristall, alle übrigen Flächen sich aber so zusammenfassen lassen, daß jede solche Flächengruppe sowohl für sich allein, als auch in Kombination mit der Grundform oder mit einer anderen Flächengruppe desselben Kristalls dieselbe Symmetrie besitzt, wie die Grundform, gilt nur für die Symmetrie der Lage, also für die holoedrischen Klassen. Holosymmetrisch nennt Verfasser jene Grundform, bei welcher sämtliche Symmetrieelemente der Lage auch Symmetrieelemente der Richtung sind. In den hemisymmetrischen Klassen besitzt die Grundform weniger Symmetrieelemente der Richtung als der Lage [1].

Nach einer historischen Einleitung über die Bezeichnung der Holoedrie und des einfachen Kristalles nach Weiss in ihrer Be-

[1] Da Verfasser bei Unterscheidung der Richtung ausschließlich an Verschiedenheit von Richtung und Gegenrichtung denkt (Antimetrie), so könnte nach dem bisherigen die pyritoedrische Hemiedrie eigentlich als ein eigenes System betrachtet werden.

ziehung zum Achsenkreuz, wonach Hemieder eine solche Form ist, welcher eine geringere Lagesymmetrie zukommt, als dem Achsenkreuz, auf welches sie bezogen wird, bespricht Verfasser die Unterscheidung der Hemieder nach ihrer physikalischen Beschaffenheit. Als antimetrische Gegenformen bezeichnet er solche korrelate Hemieder, die sich durch ihr physikalisches Verhalten unterscheiden. Antisymmetrische Gegenformen nennt er solche korrelate Hemieder, welche sich durch die gleiche (symmetrisch gleiche) physikalische Beschaffenheit ihrer Flächen auszeichnen. Die zwischen diesen bestehenden Symmetrieelemente bezeichnet er als Antisymmetrie-Elemente. Unter diesen lassen sich wieder axioantisymmetrische und enantiosymmetrische Gegenformen, je nachdem eine Achse oder nicht als Antisymmetrieelement auftritt, unterscheiden. Die zweitgenannten lassen sich nicht, wie die ersten, durch Drehung ineinander überführen. Ein Beispiel für solche sind die Trapezoeder am Quarz, bei einem Linksquarz zeigt das linke Trapezoeder die gleiche physikalische Beschaffenheit wie das rechte am Rechtsquarz. Bei den axioantisymmetrischen lassen sich die beiden Formen nicht gut unterscheiden, da sich jedes Hemieder sowohl als Hemieder I. als auch als solches Stellung betrachten läßt. Von den antisymmetrischen Gegenformen gilt der Satz der gegenseitigen Ausschließung am einfachen Kristall, antimetrische Gegenformen können hingegen am selben Kristall auftreten, jedoch sind die Bildungsbedingungen für sie verschieden. Anschließend daran definiert Verfasser die „einfache Form“ wie folgt: Die einfache Form ist der Inbegriff aller symmetrisch zueinander liegenden und symmetrisch gerichteten (oder: geometrisch und physikalisch gleichwertigen) Flächen in einem gegebenen Richtungsachsenkreuz. (Das ist ein Achsenkreuz mit Angabe der physikalisch gleichwertigen Richtungen.)

Die antisymmetrischen Gegenformen unterscheidet Verfasser als physikalisch positive (oder positiv gerichtete) und physikalisch negative (negativ gerichtete), als Zeichen dafür ein eingeklammertes (+) oder (—) vor dem Buchstaben, die antimetrischen als positiv gelegenes oder Hemieder erster Stellung, und negativ gelegenes oder Hemieder zweiter Stellung. Als Zeichen dafür dienen + oder — ohne Klammer vor dem Buchstaben, bezw. nach der Bezeichnung der Antisymmetrie. (Ref. kann diese Bezeichnung nicht glücklich finden, da sie leicht zu Verwechslungen Anlaß gibt und sich schwer dem Gedächtnisse einprägt.) Antisymmetrische Gegenformen nennt er auch geminationsbildend (weil sie Ergänzungszwillinge charakterisieren) antimetrische auch kombinationsbildend, weil sie als verschiedene Kombinationen am selben Kristall auftreten können. Das der Verschiedenheit des Vorzeichens entsprechende verschiedene physikalische Verhalten antimetrischer Gegenformen charakterisiert sich am besten im pyroelektrischen. Mutatis mutandis kann natürlich das von der Zer-

legung der Holoeder in Hemieder auch auf die Zerlegung der letzteren in Tetartoeder angewandt werden.

Verfasser denkt sich nun die Bravais'schen Raumgitter derart, daß die Moleküle als räumliche Gebilde, bestehend aus Atomen, aufgefaßt werden; die Atome, welche um das Zentrum der Molekel auf einer oder mehreren Kugelschalen liegen, bilden für sich dem Molekelgitter kongruente Atomgitter, die ineinander gestellt sind. Gitter hemiedrischer Kristalle kommen nun dadurch zustande, daß im Molekel symmetrisch gelegene Punkte durch verschiedene Atome besetzt sind. („Die symmetrisch gelegenen Atome sind antimetrisch gerichtet.“) Durch Ineinanderstellen zweier solcher Gitter, die untereinander antisymmetrisch sind, kommt ein holosymmetrisches Gitter zustande. Auf diese Weise erklärt Verfasser das Auftreten hemisymmetrischer und holosymmetrischer Kristalle bei derselben Substanz, z. B. dem rhombischen Schwefel. Auch die Ergänzungszwillinge denkt sich Verfasser so entstanden, daß anfangs holosymmetrische Molekel gebildet wurden, die den Kern des Kristalles zusammensetzten, später bildeten sich nur hemisymmetrische, und zwar antisymmetrische Moleküle, die sich an den Kern in derselben Weise, wie die Moleküle des Kernes ansetzen.

Durch Ineinanderstellen mehrerer Molekelgitter niederer Symmetrie können ferner auch höher symmetrische Gitter entstehen, so stellt sich Verfasser das Gitter des Calcits als aus mehreren Aragonitgittern gebildet vor.

Auch die Erscheinung, daß Körper, wie z. B. Santonin, die, auf verschiedene Weise zum kristallisieren gebracht, gänzlich verschiedenen Habitus zeigen, und denselben auch beibehalten, wenn sie später im gleichen Lösungsmittel gelöst, unter denselben Umständen wieder auskristallisieren, erklärt Verfasser so, daß die Lösung nicht bis zu den kongruenten Bausteinen fortschreitet, sondern komplexe Molekel erhalten bleiben, denen der Habitus der gelösten Kristalle gewissermaßen schon anhaftet.

Antimetrische Gegenformen werden im allgemeinen verschiedene Löslichkeit in verschiedenen Lösungsmitteln, demgemäß auch verschiedenes Wachstum zeigen, es wird sich darum jene der beiden bilden, die im gegebenen Lösungsmittel der Lösung den größeren Widerstand entgegensetzt.

In dem folgenden (5.) Kapitel gibt Verfasser eine geschichtliche Übersicht über die Kenntnis der Pyroelektrizität. Bemerkenswert daran ist nur die Hervorhebung der Hankel'schen Beobachtung, daß Pyroelektrizität nicht an Hemimorphismus gebunden sei, sondern eine allgemeine Eigenschaft der Kristalle sei. Verfasser geht nun zur Erklärung der pyroelektrischen Erscheinungen, namentlich jener, die mit der scheinbaren Symmetrie des Kristalles in Widerspruch stehen, über. Er nimmt an, daß ähnlich wie beim Magneten die Elementarmagnete, die einzelnen Molekel des

Kristalles Pyroelektrizität aufweisen, die sich im Innern des Kristalles aufhebt. Bedingung für Vorhandensein von Pyroelektrizität ist Antimetrie der Ordner („Das Antimetriesymbol ist der Ausdruck der Verteilung der Pyroelektrizität im ganzen, homogenen Kristall und in der Kristallmolekel").

Um die Unregelmäßigkeiten im Auftreten von Pyroelektrizität zu erklären, so das Auftreten von Pyroelektrizität an holosymmetrischen Kristallen, das verschiedene Verhalten von Teilen derselben Kristallfläche, namentlich in der Nähe der Kanten, das verschiedene Verhalten von verschiedenen Kristallen desselben Körpers, endlich die Änderung der Polarität mit der Temperatur nimmt Verfasser an, daß die Kristalle aus Molekülen aufgebaut sind, bei denen sich die antisymmetrischen Hälften bald vollkommen durchdringen (wobei keine Pyroelektrizität zustande kommt), bald weniger vollkommen, so daß symmetrisch verteilte analoge und antiloge Punkte übrig bleiben. Verdünnte Lösungen sollen die mangelhaftere Durchdringung bewirken. Kanten werden, da in ihnen ein größerer Teil der Molekeloberfläche wirksam ist, stärkere Wirkung zeigen, als die Fläche, natürlich wird mit der Lage der Kante ihre Pyroelektrizität verschieden sein. Werden die antisymmetrischen Hälften verschoben, so kann die Polarität an einem Kristalle mit der Temperatur wechseln. Manche Teile eines Kristalles oder auch einzelne Kristalle im ganzen können fast nur aus hemisymmetrischen Molekeln aufgebaut sein, andere wieder nur aus holosymmetrischen. (Schluß folgt.)

W. Kranz: Geologische Probleme Süddeutschlands. Beilage der Münchener Neuesten Nachrichten vom 5. 9. 1908. No. 57.

In gemeinverständlicher Darstellung wird der Zusammenhang zwischen den tertiären vulkanischen Erscheinungen Süddeutschlands, dem Einbruch des nördlichen Alpenvorlandes und der Emporfaltung der Alpen dargelegt, entsprechend den Ausführungen in dies. Centralbl. 1908. p. 556 ff. Durch paläontologische Untersuchung sind die Eruptionen Süddeutschlands (ausschließlich Kaiserstuhl und seinen Nachbarn), das Steinheimer Becken und das Ries als obermiocän erwiesen. Hebungen haben nördlich der Alpen nur ganz untergeordnet gewirkt, vielmehr ließen gewaltige Senkungen seit alten Zeiten und vor allem während des Nachlassens der Spannungen im Gefolge der größten alpinen Faltungsperioden große Schollen nach und nach tiefer einbrechen. Eine Folgeerscheinung dieser Bewegungen waren die vulkanischen Ereignisse. Eine nördliche und südliche Zone mit verschiedener Gesteinsbildung und Geschichte wird im allgemeinen durch den südlichen Abbruch der Alb entlang der Donau geschieden. Das Donauspaltensystem ist ein noch wenig gelöstes Problem. Ref. d. Verf.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. April 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg. **E. Koken,** in Tübingen. **Th. Liebisch** in Berlin.

1912. No. 7.



STUTTGART.

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.

1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt je ein Prospekt der Großh. hess. geologischen Landesanstalt in Darmstadt über deren Publikationen sowie der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart betr. Knebel-Reck, Island.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Enhydros-Bildung.

Von **Raphael Ed. Liesegang**-Frankfurt und **J. Renck**-Offenbach.

(Aus dem Neurologischen Institut Frankfurt-Main und dem Mineralogischen Institut Marburg.)

Mit 2 Abbildungen.

I.

Es ist wahrscheinlich, daß in diesen Steinen die Kieselsäure der Chalcedonschale mit dem eingeschlossenen Wasser vereinigt war. Durch eine besondere Art der Entmischung erfolgte ihre Trennung.

Gleichmäßige Verteilungen von Kieselsäure und Wasser liegen vor:

1. In den Kieselsäuregallerten, welche mit sehr wechselndem Wassergehalt in der Natur angetroffen worden sind. (Spezia fand sie im Simplon als eine plastische Masse. Das andere Extrem stellen die Opale dar: Halbopale, Feuer- und Edelopale.)

2. Sole, d. h. kolloide Lösungen, in welchen die Kieselsäureteilchen im Gegensatze zu den Gallerten noch getrennt sind.

3. Echte Lösungen von freier Kieselsäure kommen dagegen als Vorstufe der Enhydros nicht in Betracht. Sie sind sehr viel zu arm an Kieselsäure, als daß ein abgeschlossenes Quantum das Material für die Schale liefern könnte.

4. Ist die Kieselsäure dagegen mit einem Alkali chemisch verbunden, so ist bekanntlich in Form des Wasserglases eine wirkliche Lösung möglich, die sehr reich an Kieselsäure ist. —

Anfangs füllte eine der unter 1, 2 oder 4 genannten Massen die Hohlräume, z. B. des Melaphyrs aus. Die Trennung der Kieselsäure von der Hauptmenge des Wassers mußte nun derart erfolgen, daß zunächst an der Peripherie die Kieselsäureteilchen (ev. nach intermediärer Lösung) dichter zusammentreten. D. h. das Membranogel mußte sich zuerst an der Oberfläche dieser Massen bilden. Dieses ist aber normalerweise immer der Fall. Denn das, was das Gel verdichtet, was das Sol in ein Gel verwandelt, was ein etwa vorhandenes Wasserglas unter Bildung von Kieselsäure oder von einem unlöslichen Silikat fällen könnte, das dringt von der Peripherie her ein.

Auch bei der Umwandlung des Einschlusses in einen Achat ist dies der Fall. Aber hier ist eine andere Bedingung nicht erfüllt,

welche für die *Enhydros*-Bildung notwendig ist: Die Kieselsäuremembran muß nämlich frühzeitig genug wasserundurchlässig werden.

Eine Achattheorie nimmt an, daß z. B. ein Eisensalz unter Schichtungsbildung tief in eine Kieselsäuregallerte eindiffundiert sei. Läßt aber ein Medium das Eindiffundieren eines in Wasser gelösten Salzes zu, so ist es (wenigstens während dieser Zeit) auch durchlässig für Wasser. Tatsächlich erweckt die *Enhydros*-Schale auch einen vollkommen anderen Eindruck: Sie ist nicht durch langsame Diffusion entstanden, sondern durch eine raschere Fällung. Da bei letzterer eine frühzeitigere vollkommenere Dichtung der Membran möglich ist, sind die Vorbedingungen für die Entstehung dieser Gebilde gegeben.

II.

Auch bei der Bildung der Achate ist die zuerst gebildete äußere Wand gewöhnlich so fest, daß die Masse trotz ihres Wasserverlustes ihre äußere Form bewahrt. D. h. die Lücke zwischen Melaphyr und Achat ist nur gering. Beim Achat sind daher dann erhebliche Innenschrumpfungen feststellbar. Die Lücken zwischen den Chalcedonkristallen (hauptsächlich der nichtpigmentierten Lagen) sind als solche aufzufassen. Und ebenso die so häufig vorhandenen Hohlräume im Innersten.

Auf Ausnahmen hiervon wurde bei der Besprechung der Achatentstehung schon hingewiesen [1]. Zuweilen schrumpft der erste Inhalt doch auch äußerlich zusammen. — Solches ist nun auch bei den *Enhydros* möglich, wie sich dies an dem Exemplar aus der Sammlung des Herrn Renck-Offenbach zeigt, welches zum Schluß beschrieben werden soll.

Während diejenigen Partien seiner Oberfläche, welche dem Melaphyr lange Zeit angelegen haben, die typischen Narben der Achatoberflächen zeigen, besitzt die eingefallene Partie die für die *Enhydros* typischen Kieselringe.

Ganz vollkommen ist übrigens die Ausfüllung der Hohlräume bei den *Enhydros* doch fast nie. Ein durch spätere Verdichtung herbeigeführter sehr geringer Hohlraum macht sie zu Klappersteinen. — In anderen Fällen ist dieser Raum zwischen *Enhydros* und Melaphyr durch nachträglich hinzutretende Kieselsäure wieder ausgefüllt worden, ebenso wie sich neben dem geschrumpften ersten Achat ein zweiter ausbilden kann.

III.

Darf man mit der Möglichkeit rechnen, daß die erste Füllung des Hohlraumes einen Gehalt an Alkalisilikat aufwies, so sind diese folgenden Experimente von Interesse:

Ein Reagensrohr wurde ungefähr gefüllt mit einer Lösung

[1] Dies. Centralbl. 1911. p. 500.

von Natronwasserglas von 38 ° Bé. Darüber wurde eine konzentrierte Eisenchloridlösung geschichtet, die noch etwas weiter mit Salzsäure angesäuert war. Bald danach begann das Eisenchlorid sich nach unten zu arbeiten. Dieses geschah aber durchaus nicht diffusionsartig. Vielmehr schob sich eine sehr dünne Schicht der Eisenchloridlösung zwischen die Gefäßwand und das Wasserglas. Zugleich entstand dort an der Berührungsfläche eine Eisensilikatmembran. Dieses Vordringen und Membranbilden erfolgte nun nicht kontinuierlich, sondern ruckweise: Das Eisenchlorid schob sich rasch etwa 2 mm vor, dann zog es sich um etwa die Hälfte wieder zurück. Kurz darauf wiederholte sich dasselbe wieder. Auf diese Weise bildete die Membran nachher regelmäßige Schrumpfungswülste, die bei oberflächlicher Betrachtung des Präparats wohl an Diffusionsschichtungen erinnern konnten, in Wirklichkeit aber mit solchen durchaus nichts zu tun hatten. Allmählich hatte sich das Eisenchlorid an der Gefäßwand ganz nach unten gearbeitet und der Sack schloß sich am Boden des Gefäßes. Das flüssige Wasserglas war nun also vollkommen von einer festen Silikatmembran umhüllt.

Wurde die Eisenchloridlösung stärker angesäuert, oder wurde reine Salzsäure zur Überschichtung des Wasserglases angewandt, so drang diese ebenfalls nur zwischen letzterem und der Gefäßwand vor. Die Kieselsäuremembran ist aber sehr viel starrer als diejenige aus Eisensilikat. Die Schrumpffalten treten zurück und bei geeigneten Mischungen entstehen Oberflächengebilde, welche mehr denjenigen der Enhydros gleichen.

Bei den meisten Reaktionen pflegt allerdings die Geochemie, ähnlich wie die Biochemie, nur mit ganz schwachen Säuren zu rechnen. Aber es ist nicht ausgeschlossen, daß stärkere Säuren häufiger zur Wirksamkeit gelangen, als man bisher vermutete. Man findet sie nur deshalb zum Schluß nicht wieder, weil sie beim Zusammentreffen mit den Carbonaten und Silikaten deren schwächere Säuren in Freiheit setzen und sich selbst dabei neutralisieren. Es wäre aber falsch, wenn man wegen ihres schließlichen Fehlens ihre Mitwirkung leugnen wollte.

Graber und Andere haben auf die Experimente Traube's zur Lösung von petrogenetischen Problemen zurückgegriffen. Auch die *Enhydros* können in gewissem Sinn als derartige Zahlen aufgefaßt werden. Blickt man bei den soeben beschriebenen Experimenten aus der Perspektive des Eisenchlorids oder der Salzsäure, so sind es diese und nicht das Wasserglas, welche sich wie die Tropfen bei den Traube'schen Experimenten verhalten, obgleich das Wasserglas schließlich das vollkommen Eingeschlossene ist. Der kürzlich beschriebene Membrantrümmerachat[1] hatte gezeigt, daß auch bei den Achaten Gebilde wie Traube'sche Zellen möglich sind.

[1] Dies. Centralbl. 1912. p. 65.

IV.

Das charakteristische Exemplar eines noch im Gestein sitzenden *Enhydros*, ein *Enhydros*, der durch Schrumpfung (Wasserverlust) an Volumen verloren hat und somit auch ein sogen. Wackelstein geworden ist, das Veranlassung zu dieser Arbeit gegeben hat, stammt aus der Mineralogischen Sammlung des Herrn Renck-Offenbach. Der *Enhydros* ist teilweise umgeben von einer rein weißen mehligen Masse, die amorphe Kieselsäure sein dürfte.

Derselbe sitzt noch vollkommen im Melaphyr. Nur auf einer Seite ist er bloßgelegt. Die Kieselringe zeigen sich dort nur an einer etwas geschrumpften Stelle. Die andere Oberfläche zeigt Achatnarben.

Eine sehr schmale Kluft trennt *Enhydros* und Melaphyr. Spuren von Kieselsäure stellen den Beginn einer Wiederausfüllung dieser Kluft dar.

Das Gestein, in dem der *Enhydros* eingeschlossen ist, ist ein schwarzer, kompakter, frischer Melaphyr. U. d. M. sieht man, daß Plagioklas in Form langer, an den Enden z. T. ausgefranster Leisten, vielfach mit deutlicher Zonarstruktur vorherrscht. An den Rändern bilden Glaskügelchen einen schmalen Saum. Nach der Größe kann man wohl zwei Generationen unterscheiden. Er ist noch frisch, während der ebenfalls reichlich vorhandene Olivin schon angegriffen ist. Außerdem bemerkt man größere und kleinere Magneteisenkriställchen, aber keinen Augit. Die Struktur ist die intersertale. Die Mesostasis besteht aus reichlichem braunen, von Magneteisenkörnern durchsetztem Glas. Die mikroskopisch kleinen Hohlräume des Gesteins enthalten Infiltrationsprodukte von verschiedener Farbe und Beschaffenheit, die aber nicht näher bestimmbar sind.

Die Abb. 1 stellt den etwas locker sitzenden, den Hohlraum nicht auch ganz ausfüllenden *Enhydros* dar, der aus der Sammlung von Herrn J. Renck in Offenbach a. Main stammt, während die Abb. 2 einen etwas größeren, ganz in weißem Kieselmehl eingebetteten und somit nicht direkt mit dem ihn umschließenden Gestein in Berührung kommenden *Enhydros* darstellt, der uns gütigst von Herrn Geheimrat Max Bauer aus der Sammlung des Mineralogischen Instituts zu Marburg zur Verfügung gestellt wurde.

Zum Schluß möchten wir noch hinzufügen, daß der Teil des ersterwähnten *Enhydros* (siehe Abb. 1), der das ihn umschließende Gestein direkt berührt, an der Oberfläche mit halbkugeligen Narben bedekt ist, ähnlich denen der Oberfläche der gewöhnlichen Achatkugeln (siehe auf der Abb. 1 den rechten und linken Teil des *Enhydros*), während der mittlere Teil des *Enhydros*, der etwas zurücktritt, und ursprünglich ebenfalls mit jenem weißen Kieselmehl bedeckt war, an diesen Stellen wahrscheinlich etwas eingeschrumpft ist und die für die *Enhydros* so charakteristischen,

kugeligen und wulstigen Kieselringe aufweist (siehe Abb. 1). Da der andere *Enhydros* (Fig. 2) an keiner Stelle direkt das Gestein berührt, sondern allseitig von Kieselmehl umgeben ist, so weist er nur die Kieselringe auf und zeigt an keiner der sichtbaren Stellen die halbkugeligen Näpfchen der Achatkugeln.

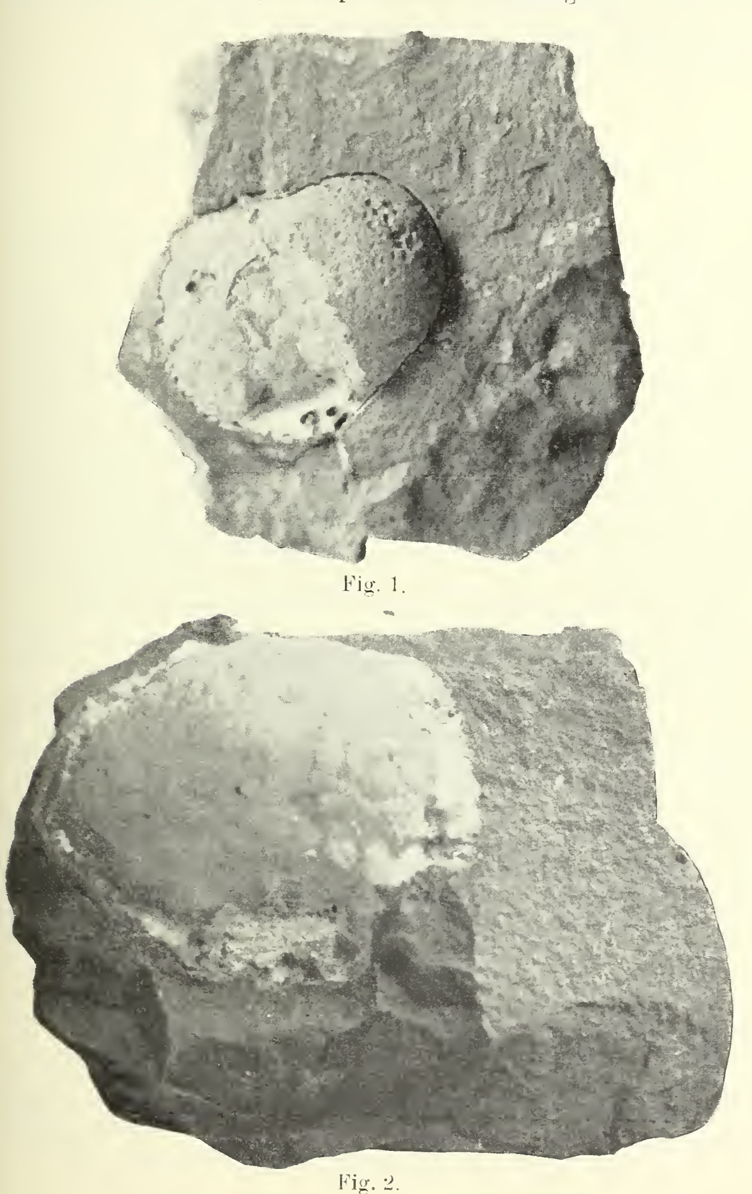


Fig. 1.

Fig. 2.

Zusammenfassung.

Die vorgetragene *Enhydros*-Theorie geht von der Vorstellung aus, daß die Kieselsäure des Mantels und das Wasser im Innern ursprünglich vereint waren. Es trat dann eine Entmischung dieser zwei Bestandteile ein. Sie begann an der Peripherie. Die dort sich bildende Kieselsäuremembran wurde bald so dicht, daß sie undurchlässig für Wasser wurde.

Das Alter des obersteirischen „Zentralgranites".

Von Dr. **Franz Heritsch** in Graz.

Die Frage nach dem Alter und der Stellung der Granite der Rottenmanner und Sekkauer Tauern in Obersteiermark schien seit der Veröffentlichung E. Weinschenk's [1] und der gegen sie gerichteten Erörterung R. Hoernes [2], sowie durch die Referate M. Vacek's [3] sichergestellt zu sein; und zwar war die Sache offenkundig zu ungunsten einer Ansicht entschieden, welche von einer Kontaktmetamorphose des Carbons der Grauwackenzone sprach. Um so mehr konnte man glauben, daß jene, von überaus weitgehenden Kontaktmetamorphosen handelnden Ansichten wenigstens für das in Rede stehende Gebiet endgültig verschwunden seien, als neuere Studien [4] nicht nur keinen Anhaltspunkt für die kontaktmetamorphen Spekulationen boten, sondern sogar neuerlich absolut aufhebende Gegenbeweise brachte. Wenn daher Cl. Lebling [5] die alten, längst als nicht stichhaltig erkannten Ideen neuerlich vorbrachte und — wie gleich betont sein möge — ohne einen neuen Gedanken wieder erörtert, so könnte ich mich füglich darauf beschränken, die von Hoernes und Vacek Weinschenk gegenüber angeführten Beweise zu zitieren; wenn trotzdem auf Cl. Lebling's Ausführungen eingegangen wird, so geschieht dies, nicht um die Tendenz jener Zeilen zu beleuchten, sondern um neuerlich mit verstärkten Beweisen gegen die hier so wenig am Platz befindliche Anwendung einer übertriebenen Kontaktmetamorphose zu protestieren. Vorerst noch einige Bemerkungen über das Wort Zentralgranit. Das Wort Zentralgranit — besser überdies, wie die gesamte moderne Literatur über die Hohen Tauern zeigt, Zentralgneis — bezeichnet einen so scharf umrissenen Begriff, daß es einzig zu größeren

[1] Zeitschr. f. prakt. Geol. 1900. Abhandl. d. bayer. Akad. d. Wissensch II. Kl. 21. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903.

[2] Mitteil. des naturwiss. Ver. f. Steiermark. 1900.

[3] Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1900, 1901.

[4] F. Heritsch, Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien; math.-naturwiss. Kl. Abt. I. 1907.

[5] Cl. Lebling, Dies. Centralbl. 1911. p. 727—731.

Verwirrungen Anlaß geben kann, wenn dieses Wort für mehr oder weniger metamorphe Massen von granitischer oder ähnlicher Zusammensetzung angewendet wird. Der Begriff Zentralgneis ist in petrographischer Beziehung scharf gekennzeichnet, denn außer seinem Verbreitungsgebiet, in welchem der Name entstanden ist (STUR, PETERS), läßt sich ihm nichts Analoges entgegensetzen, weder im ostalpinen Wurzelgebiete, noch im schwebenden Vorlande nördlich der Hohen Tauern; ob im Gebiete der Ötztaler Alpen Zentralgneis in Begleitung der Schieferhülle auftritt, mag vorläufig noch als unentschieden behandelt sein.

Der Begriff Zentralgneis ist auch in geologischer Beziehung scharf definiert, und zwar durch den Verband, in welchem er auftritt und mit dem zugleich er gefaltet und überfaltet wurde (Tauchdecken[1]); diesen für den Zentralgneis der Hohen Tauern so ungemein charakteristischen Verband bildet die Schieferhülle, die nach der Deckengliederung der Ostalpen vorläufig dem lepontinischen System zugewiesen wurde: durch das für die Hohen Tauern so ungemein charakteristische Duo Zentralgneis-Schieferhülle ist ein so festgefügter Begriff entstanden, daß es als nicht angängig, daher geradezu als verwirrend angesehen werden muß, wenn der eine Name dann verwendet wird, wenn das andere fehlt. Da die so charakteristische Schieferhülle den „Zentralgraniten" der Rottenmanner und Sekkauer Tauern fehlt, so ist hier der Name „Zentralgranit" zum wenigsten schlecht am Platze, abgesehen von den petrographischen Verhältnissen des Granites und seiner tektonischen Stellung, seiner Zugehörigkeit zur ostalpinen Deckenserie.

Der Erörterung über die Beziehung der Granite der Rottenmanner und Sekkauer Tauern[2] zu den Schiefern der Grauwackenzone des Liesing- und Paltentales liegt folgendes zugrunde: WEINSCHENK[3] hat behauptet, daß die Graphitlagerstätten der Grauwackenzone und auch die Schiefer kontaktmetamorph seien; von HOERNES wurde dies in eingehender Erörterung abgelehnt; dasselbe geschah von VACEK. Die Fragestellung lautet nun: 1. Was kann aus den Verhältnissen der Graphitlagerstätten und der Schiefer zugunsten von E. WEINSCHENK's Hypothese angeführt werden? 2. Entscheiden andere Umstände die Frage? Da dies der Fall ist, so fällt die Erörterung der ersten These für mich weg, um so mehr, als bei ihrer Beantwortung jede Erörterung eine prinzipielle, weit über

[1] Siehe POSEPNY, Archiv f. prakt. Geol. 1880. — UHLIG, Mitteil. d. geol. Gesellsch. in Wien. 3.

[2] Die Granite werden nach meinen Beobachtungen — ich stimme darin mit C. DOELTER überein — immer durch Gneise von dem Carbon getrennt. Ob unter diesen Gneisen Paragneise vorkommen oder herrschend sind, könnten nur eingehendere Begehungen, als sie WEINSCHENK's Arbeiten zugrunde liegen, entscheiden.

[3] Literaturzitate bei CL. LEBLING, l. c.

den Umfang dieser Zeilen hinausreichende Auseinandersetzung wäre. Hoernes und Vacek haben Weinschenk gegenüber das von Vacek entdeckte Rannachkonglomerat ins Treffen geführt. Auf den Graniten der Sekkauer Tauern liegt Gneis und dieser Gneis wird von einem schieferigen Gestein mit zahlreichen Geröllen als Basis der Grauwackenschiefer überlagert. Unter diesen Geröllen fand Vacek neben vorwiegenden Quarzen auch Gneis. Da nun die Serie der Schiefer der Grauwackenzone mit diesem Konglomerat eingeleitet wird, so muß mit Vacek und Hoernes der Schluß gezogen werden, daß das Gneisgebirge bereits abgetragen war, als die Sedimentation der uns heute im schieferigen Gewande entgegentretenden Gesteine der Grauwackenzone begann. Würde man trotzdem die Gneise der Sekkauer und Rottenmanner Tauern als jüngere Intrusiva ansehen, so hätten die Gesteine der Grauwackenzone ja in der Luft schwebend abgelagert werden müssen. Den Horizont des Rannachkonglomerates hat Vacek viele Kilometer weit an den rechten Abhängen des Liesingtales verfolgt und ich konnte ihn auf beträchtliche Strecken in der Paltentaler Grauwackenzone nachweisen[1]. Durch die Existenz dieses Basaltkonglomerathorizontes ist E. Weinschenk's Idee einer Kontaktmetamorphose der Grauwackenzone widerlegt und alle theoretischen Erörterungen unnütz geworden. Gegen diesen Hauptpunkt der Argumentation R. Hoernes hat Weinschenk[2] auch nichts anderes anführen können, als daß er des öfteren versichert, daß die Bedeutung des Rannachkonglomerates ganz außerordentlich gering sei. Ich kann nun zu Hoernes' und Vacek's Ausführungen hinzufügen, daß ich sowohl im Rannachkonglomerat, die Beobachtung M. Vacek's bestätigend, Rollstücke eines granitischen Gesteines gefunden habe[3], daß ich ferner im Konglomerat des Sunk bei Trieben Gerölle von Granit beobachtet habe; diese Granitgerölle sind derselbe Biotitgranit, welcher den Bösenstein zum großen Teil aufbaut; da nun dieses Konglomerat zwar stratigraphisch höher liegt als das Rannachkonglomerat, aber zwischen beiden keine Diskordanz durchgeht, so muß das Vorkommen von Biotitgranit im Konglomerat des Sunk auch für das tiefere Konglomerat in der Richtung beweisend sein, daß das letztere seinen derzeitigen Habitus nicht einer Kontaktmetamorphose verdankt. Daher muß der Granit älter sein als das Carbon, da er in den klastischen Bildungen desselben bereits aufgearbeitet worden ist und keine Metamorphose auf dieses und damit

[1] Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. in Wien; math.-naturwiss. Kl. 1907, 1909, 1911.

[2] Zeitschr. f. prakt. Geol. 1903.

[3] Vor Jahren habe ich bei Prof. Hilber ein Herrn Vizedirektor Vacek gehöriges Rannachkonglomerat mit vielen Gneisgeröllen gesehen.

auch nicht auf die Graphitlagerstätten ausgeübt haben kann. In den tiefsten Teilen der Grauwackenzone des Liesingtales, ferner über St. Michael und Leoben bis Bruck fortschreitend tritt ein Gestein auf, das von den ältesten Autoren als Granulit oder Weißstein, von FOULLON als Phyllit- oder Mikroturmalingneis bezeichnet worden ist; dieses Gestein hat eine Erstreckung im Streichen von ca. 60 km. WEINSCHENK hat das Gestein als Aplit angesprochen. „Unzweifelhaft erscheint in diesem Gestein das aplitische Salband wieder, das . . . . nicht selten den äußersten Rand der Granitmassive umsäumt“; es ist als eine „lagenartige granitische Apophyse zu deuten“. Nicht der Weißstein ist oberste Grenze des Gneises, sondern das Rannachkonglomerat! VACEK [1] schreibt: „Er (nämlich WEINSCHENK) wird dann begreifen, in welchem sonderbaren Lichte die theoretische Spekulation über die Rolle des Weißsteins, als einer eigenartigen aplitischen Randfazies der Zentralmasse, demjenigen erscheinen muß, der das tiefere Grundkonglomerat der Quarzphyllitserie (d. i. das Rannachkonglomerat) auf meilenweite Strecken entlang dem Nordrande des Bösensteinmassives verfolgt hat.“ Ich habe den Weißstein in den am rechten Ufer in die Liesing einmündenden Graben kennen gelernt; der Verband und die Art und Weise des Auftretens sprechen in intensiver Weise gegen die WEINSCHENK’sche Auffassung. Im Rannachgraben z. B. fällt der Weißstein, abgesehen von Verfaltungen, unter ca. 30° gegen Nordosten ein und wechsellagert mit Sericitschiefern; unter ihm liegen mächtige, vielfach gefaltete Sericitschiefer und unter diese erst folgt das Rannachkonglomerat. Die Verbindung mit den Sericitschiefern, bezw. Phylliten kommt, wie ich einer freundlichen Mitteilung des Herrn J. KORITSCHONER entnehme, auch bei Leoben vor. Alles spricht sehr für einen syngenetischen Verband der Phyllite mit dem Weißstein. Ausschlaggebend für seine Beurteilung ist der Umstand, daß der Weißstein immer im Handstück wie im Dünnschliff als Quarzit oder Quarzitschiefer erscheint. Die Dünnschliffe der „Weißsteine“ vom Rannachgraben bei Mautern zeigen granoblastischen Quarz als überwiegende Komponente, wenig Feldspat, eine geringe Menge unregelmäßig verteilten Turmalins, reichlich Sericit; in einzelnen sehr quarzreichen Schliffen tritt der Quarzit-Habitus sehr deutlich hervor. Ganz ähnlich sind Weißsteine aus der Umgebung von Leoben, die ich der Liebenswürdigkeit des Herrn J. KORITSCHONER in Leoben verdanke; die Schliffe bieten ein etwas wechselndes Aussehen, das durch den Grad der Schieferung bezw. durch die größere oder kleinere Entwicklung von Sericitfasern, welche in einzelnen Fällen größere kataklastische Quarze umfließen, hervor-

[1] Verhandlungen 1900.

gerufen wird. Immer aber ist der Gesamteindruck des Handstückes sowohl als auch des Schliffes der eines Gesteines klastischer Genesis. Überdies spricht schon die Längenentwicklung (ca. 50—60 km) des im Streichen zu verfolgenden Weißsteins gegen seine eruptive Natur.

Zum Schluß noch einige Bemerkungen zu LEBLING's Ausführungen [1]. Was den Zitierungen des Adamellogranites, der Pegmatite der Laaser Schichten, des Kontaktes von Tuxer Gneis und Hochstegenkalk an Beweiskraft für den obersteirischen Zentralgranit innewohnen soll und wieso ich durch den Verzicht auf die Erörterung der WEINSCHENK'schen Ansichten in meinen bisherigen Arbeiten über die Grauwackenzone mein „Geröllargument" sehr geschwächt habe, ist mir recht unklar geblieben. Klar ist mir dagegen, daß die Frage nach dem Alter der obersteirischen „Zentralgranite" nur eindeutig zu beantworten ist: „Vorcarbonisch!" Daher keine Metamorphose auf das Carbon.

Endlich noch eine Anregung bezw. Anfrage! Warum kleben die Kontaktmetamorphiker bezüglich der Graphitlagerstätten immer an demselben Fleck, wo der so bequeme Gneis in der Nähe ist? Man möge doch einmal die Frage für etwas größere Gebiete angehen, etwa für die gesamten Graphitlagerstätten in der obersteirischen Grauwackenzone, wo es Lagerstätten weit von Gneisen entfernt gibt, welche dieselben Erscheinungen, dieselbe Metamorphose zeigen wie im Palten- und Liesingtal, obwohl kein Gneis in der Nähe ist. Hier wäre der Platz, wo der Kontaktmetamorphismus eine Probe bestehen könnte. Hic Rhodus, hic salta! Ob man da wohl ohne einen Deus ex machina in der Tiefe auskommen würde?

Graz, Weihnachten 1911.

Eine zweite *Graphularia*-Art (*Gr. Crecelii* n. sp.) aus dem mitteloligocänen Meeressand im Mainzer Becken.

Von **K. Andrée** in Marburg i. H.

Mit 1 Textfigur.

Das Pennatuliden-Genus *Graphularia* E. and H. hat seit seiner Aufstellung um die Mitte des vergangenen Jahrhunderts mehrfach die Aufmerksamkeit der Paläontologen und Geologen auf sich gezogen, da seine kalkige Achse mit ihrem faserig-blätterigen Aufbau

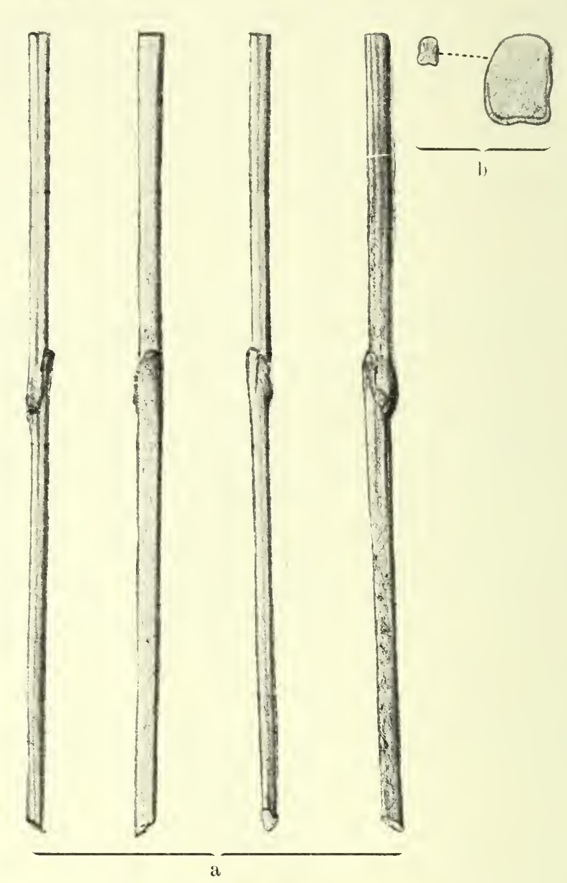
[1] LEBLING hat mir die Unkenntnis der Arbeiten WEINSCHENK's vorgeworfen, obwohl in meinem von ihm zitierten I. Bericht über die Grauwackenzone eine Auseinandersetzung mit WEINSCHENK vorhanden ist. — Von Lagergängen von „Zentralgneis" im Werke LEINES ist, wie mir Herr Bergverwalter JENULL mitteilte, nie etwas zu sehen gewesen. Überdies steht das Werk seit 2 Jahren und ist nicht mehr zugänglich!

leicht eine Verwechslung mit Bruchstücken kleiner Belemnitenrostren herbeiführt, das Auftreten solcher im Tertiär, auf welches die Gattung im wesentlichen beschränkt erscheint, aber als recht auffällig gelten mußte. W. Branco hat 1885 (siehe untenfolgendes Literaturverzeichnis No. 14) diese Frage eingehend beleuchtet. Immerhin sind diese Fossilien doch verhältnismäßig so selten beobachtet worden — was sie vermutlich weniger ihrem seltenen Auftreten als ihrem unscheinbaren Äußeren, zumal in kleinen Bruchstücken, verdanken —, daß es lohnend erscheint, einen neuen, besser als die meisten bisher beschriebenen Stücke erhaltenen Fund aus dem Alzeyer Meeressand bekannt zu geben.

Gelegentlich der vorjährigen Pfingstexkursion des Marburger Institutes in das Mainzer Becken erwarb ich vom Händler Lind in Weinheim bei Alzey, als von der „Trift" bei Weinheim stammend, ein größeres und ein kleineres hierher zu stellendes griffelförmiges Gebilde; ich glaubte zunächst, die erste Feststellung dieser Gattung für das Tertiär des Mainzer Beckens gemacht zu haben, da weder R. Lepsius und H. Schopp sie in ihren Versteinerungslisten führen, noch ein so guter Kenner der Mainzer Tertiärfaunen, wie Al. Steuer, was derselbe mir bald darauf freundlichst mitteilte, sie von dort kannte. Indessen hatte schon W. Branco 1885 (14) eine von Braun an der „Wirthsmühle" gesammelte *Graphularia Brauni* n. sp. beschrieben. Daneben bedeutete aber die Tatsache für mich eine erwünschte Bestätigung des Fundortes meiner Stücke, daß Herr Hauptlehrer Crecelius in Lonsheim bei Alzey, ein eifriger Erforscher der Geologie des Mainzer Beckens, mir nach genauer Beschreibung des Gesuchten aus seiner ausgezeichneten Sammlung Mainzer Tertiärfossilien ein an der „Trift" selbst gesammeltes *Graphularia*-Bruchstück (der gleichen Art) vorlegen konnte. Außerdem gelangte derselbe, einmal darauf aufmerksam gemacht, durch Kauf von Lind in den Besitz weiterer drei Bruchstücke, die er mir ebenfalls freundlichst zur Untersuchung lieh. Diese ergab nun, daß die letzten drei Bruchstücke — sie sind nur mit Weinheim als Fundortsbezeichnung versehen — identisch sind mit der von Branco (14) beschriebenen *Gr. Brauni*, was insbesondere ihr abgerundet dreieckiger Querschnitt beweist. Völlig anders verhalten sich die übrigen mir vorliegenden Stücke, die ich als neue Art auffasse, obwohl wir ja, wie Branco zutreffend bemerkte, bei der Seltenheit dieser Reste, nicht über die Konstanz oder Inkonstanz der als Artmerkmale aufgefaßten Eigenschaften, über die Variabilität der Arten, unterrichtet sind, und die ich *Gr. Crecelii* nenne.

Das vollständigste Exemplar der *Gr. Crecelii* von 11 cm Länge ist etwa in der Mitte zerbrochen, die Bruchstücke sind in der Längsrichtung gegeneinander verschoben und vom Gestein wieder zusammengekittet, wodurch eine Reduktion der Länge um $\frac{1}{2}$ cm eintrat. Diese Verschiebung muß recht frühzeitig nach der Ein-

bettung des Körpers erfolgt sein, als die kalkige Skelettmasse wohl noch reichlicher von organischer Substanz durchdrungen war, da im Zusammenhange hiermit eine Aufsplitterung der Achse in der Längsrichtung erfolgt ist, vergleichbar etwa dem Zersplittern eines saftigen Baumzweiges beim Zerbrechen. Heute sind diese Gebilde, die auf dem Querschnitt mit bloßem Auge den Blätter-



Graphularia Creceliі n. sp. Mitteloligocäner Meeressand, Trift bei Weinheim. (Original in der Sammlung des Verfassers.) a) Nat. Größe in vier verschiedenen Ansichten. b) Querschnitt in nat. Größe und vergrößert.

bruch des Kalkspats erkennen lassen, natürlich sehr spröde und zerbrechlich. Der Querschnitt des fraglichen Stückes ist abgerundet rechteckig. Die Durchmesser betragen am unteren dünneren Ende 1,5 und 2 mm, am oberen Ende 2,5 und 3 mm und gehen ganz allmählich ineinander über. Während die eine Breitseite

makroskopisch glatt, durch die Lupe betrachtet aber mit feinen, häufig aussetzenden vertieften Längsstreifen versehen erscheint, verlaufen auf der gegenüberliegenden Seite zwei Furchen zwischen einer relativ breiteren flachen Mittelrippe. Auf dieser Mittelrippe stellt sich etwa 2 cm unter dem oberen Ende des Stückes eine dritte Furche ein, welche den beiden ersten bald an Stärke gleich wird. Die Schmalseiten sind durch je eine Längsfurche ausgezeichnet, wie dieses aus den beistehenden Abbildungen hervorgeht. Durch stärkere Ausbildung der einen oder anderen Furche tritt einmal die eine, bei einem anderen Stück die andere Kante mehr hervor, im Querschnitt eine etwas schärfere Ecke erzeugend; auch kann der Querschnitt einmal etwas mehr quadratisch sein, aber die Anordnung der Furche und der ganze Typus bleibt derselbe, völlig abweichend von *Gr. Brauni* vom gleichen Fundorte. Zu bemerken wäre noch, daß eine Differenzierung des Kalkgewebes der Sklerobasis dieser Koralle zu bestehen scheint, indem — allerdings nicht bei allen Stücken sichtbar — die strahlig-blätterige Hauptmasse von einer dünnen Rinde andersartiger Substanz umhüllt wird, die anscheinend nur konzentrischen Aufbau besitzt. Hierauf bezieht sich vermutlich auch die Angabe von Milne Edward und Haime (4): „Transverse section showing the existence of a thing coating, and a radiate structure in the body of tche coral". Es wäre wohl der Mühe wert, dieser Tatsache, wenn einmal mehr Material von diesem Fossil gefunden werden sollte, mit Hilfe von Dünnschliffen weiter nachzugehen.

Die mir bekannt gewordene Literatur über unsere Gattung ist folgende:

1. J. Decarle Sowerby u. Wetherell: Geol. Trans. 2 d series. 5. 1. p. 136. Taf. VIII Fig. 2 a, b. 1834. („*Pennatula*".)
2. Morton: Synopsis of the organic remains of the cretaceous group of the United States. Philadelphia 1834. p. 35. Taf. I. Fig. 4, 5. (*Belemnites (?) ambiguus* Morton.)
3. Vicomte d'Archiac: Déscription des fossiles du groupe nummulitique recueillis par MM. S.-P. Pratt et J. Delbos aux environs de Bayonne et de Dax. Mém. Soc. Géol. France. 2. série. III. Pl. 9 Fig. 14. 1848. (*Virgularia*[1] *incerta* d'Archiac. Nummulitenschichten von Biarritz.)
4. H. Milne Edwards u. J. Haime: A monograph of the British fossil Corals. London 1850—1854. (The Palaeontographical Society IV.) p. LXXXIII. p. 41—42. Taf. VII Fig. 4—4 e. (*G. Wetherelli* M. Edw. u. J. H., Londonton = „*Pennatula*" in 1.)
5. H. Milne Edwards u. J. Haime: Histoire naturelle des coralliaires. I. Paris 1857. p. 216—217. (*G. incerta* von Biarritz.)

[1] W. Branco schreibt hierfür „*Vulgaria*". (Vergl. 14 p. 424.)

6. Nauck: Amtl. Bericht über die 33. Vers. Deutsch. Naturforscher und Ärzte. Bonn 1857. p. 100. (*? Graphularia.* Oberoligocäne Sande von Crefeld.)
7. W. M. Gabb: Synopsis of the Mollusca of the Cretaceous formation. Philadelphia 1861. p. 22. („*Belemnites* (?) *ambiguus* Morton is a „fish spine". fide Leidy.")
8. Mc Coy: Prodromus of the Palaeontology of Victoria. (Geological Survey of Victoria) Dec. V. 1877. p. 32—34. T. 48, Fig. 2. 3. 4. (*G. Robinae* Mc Coy. Miocän von Australien.)
9. R. Tate: Quart. Journ. Geol. Soc. XXXIII. 1877. p. 257. Fig. 1 a—c. („*Belemnites*" *senescens* R. Tate. Miocän von Australien.)
10. Ferd. Roemer: Notiz über *Belemnites ambiguus* Morton aus der Kreide von New-Yersey. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1880. II. p. 115—117.
11. K. A. Zittel: Handbuch der Paläontologie. Abt. I. 1. München 1876—1880. p. 209. Fig. 117. (*G. desertorum* Zittel aus eocänem Nummulitenkalk von Farafreh in der libyschen Wüste.)
12. P. Merian: Zur Gattung *Graphularia* M. Edw. u. Haime. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1881. I. p. 96.
13. E. Pratz: Eocäne Korallen aus der libyschen Wüste und Ägypten. In K. A. Zittel. Beitr. zur Geol. u. Pal. d. libyschen Wüste und der angrenzenden Gebiete von Ägypten. I. Palaeontographica. **30.** I. p. 221, 222. Taf. XXXV Fig. 43a—c. (*G. desertorum* Zittel.)
14. W. Branco: Über einige neue Arten von *Graphularia* und über tertiäre Belemniten. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **37.** 1885. p. 422—432. Taf. XX. (*G.* sp. Miocän, Baden bei Wien; *G.* sp. Septarienton, Buckow; *G. Beyrichi* n. sp. Septarienton, Hermsdorf; *G. Brauni* n. sp. Mitteloligocän, Alzey.)
15. A. von Koenen: Referat über 14. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1886. II. p. -132—133-. (*G. Brancoi* von Koenen. Aus dem oberoligocänen Meeressand von Crefeld. Ohne Abbildung!)
16. Ant. de Gregorio: Monographie de la Faune éocénique de l'Alabama. Annales de Géologie et de Paléontologie. 1890. p. 253. Taf. XLIV. Fig. 5a—c, 6a—c. („*Corallium perplexum* de Gregorio.")
17. E. Vincent: Sur la présence de Pennatulines dans l'éocène belge. Procès-verbal Soc. R. Malacol. de Belgique. 1892. LXIV. (Referat im Neuen Jahrb. f. Min. etc. 1893. II. p. -559-). (*G. belgica* Vinc.)
18. T. Wayland Vaughan: The Eocene and Lower Oligocene Coral Faunas of the United States etc. Monographs of the United States Geological Survey. **39.** Washington 1900. p. 56. Taf. II Fig. 7—8b. (Kopien nach de Gregorio.) (*G. perplexa* [de Gregorio].)

Es sind demnach bis jetzt folgende Arten von *Graphularia* beschrieben: Aus dem

Senon: *Gr. ambigua* Morton sp. Timber Creek. New Jersey. (2, 7, 10, 14.)

Eocän: *Gr. Wetherelli* M. Edw. et H. Londonton (1, 4).
Gr. incerta d'Arch. sp. Nummulitensch. v. Biarritz (3, 5).
Gr. desertorum Zittel, Libysche Stufe von El—Guss—Abu—Said bei Farâfrah, *Sismondia*-Schicht vom Todtenberg bei Siut und Gebel Têr bei Esneh, *Callianassa*-Bänke und obere Mokattamschichten von Minieh (11, 13, 14).
Gr. belgica Vincent, Bruxellien und Laekenien von Belgien (17).
Gr. perplexa de Gregorio, Eocän von Alabama (16, 18).
Mitteloligocän: *Gr. Brauni* Branco, Meeressand von Alzey im Mainzer Becken (14).
Gr. Creccelii Andrée, Ebendaher (s. oben).
Gr. Beyrichi Branco, Septarienton. Hermsdorf. Buckow (?) (14).
Oberoligocän: *Gr.* sp. Meeressand von Crefeld (6).
Gr. Brancoi von Koenen, ebendaher (15).
Miocän: *Gr.* sp., Baden bei Wien (14).
Gr. Robinae Mc Coy, Australien (8, 12).
Gr. senescens R. Tate, Australien (9, 12).

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

Ueber ein einfaches Verfahren zur ersten Orientierung beim Studium der thermischen Dissoziation und der Konstitution leicht zerlegbarer Mineralien.

Von **K. Friedrich** in Breslau.

Mit 20 Textfiguren.

(Schluß.)

In ähnlicher Weise wie die Carbonate verhalten sich die Sulfide und Arsenide. Auch das Verhalten der Sulfate beim Erhitzen ist demjenigen des Calciumcarbonats vollständig analog. Nur läßt der nachträglich eintretende Zerfall des abgespalteten Schwefeltrioxyds in schweflige Säure und Sauerstoff den Vorgang etwas verwickelter erscheinen. Auch bei den Sulfaten entspricht jeder Temperatur eine ganze bestimmte SO_3-Tension, welche sich immer einstellt, gleichgültig, ob noch andere Gase vorhanden sind oder nicht. Im Falle des Ferrisulfats fanden L. Wöhler, Plüddemann und P. Wöhler[1]:

[1] Ber. d. Deutschen chem. Gesellschaft. 41. 703 (1908).

Tabelle 2.

Temperatur in °C.	SO_3 Druck in mm Hg.
580	24,7
600	36,6
620	50,5
640	70,6
660	93,5
680	133,5
700	233,0

Wenn wir demnach Ferrisulfat in einem luftleeren Gefäß auf 700° erhitzen, müßten wir für den Fall, daß die Zerlegung des Schwefeltrioxyds vollständig unterbunden werden könnte, einen Druck von 233 mm Hg erhalten. Nun zerfällt aber SO_3 nach der Gleichung $2\,SO_3 \rightleftarrows 2\,SO_2 + O_2$, und es entsteht also bei der Zerlegung der Sulfate eine Gasphase, die nicht bloß SO_3, sondern auch SO_2 und O_2 enthält. Dabei ist dieser Zerfall des Trioxyds bei den hier in Frage kommenden mittleren Temperaturen schon ein sehr weitgehender. Nach Angaben von Bodenstein und Pohl erhält man beim Erhitzen von SO_3 unter Atmosphärendruck nach Einstellung des Gleichgewichts folgende Gasgemische:

Tabelle 3.

Temperatur in °C	400	500	600	700
Volum-% SO_3	97,5	87,3	69,0	41,5
„ SO_2	1,67	8,47	20,67	39,0
„ O_2	0,83	4,23	10,33	19,5

Während wir es also beim kohlensauren Kalk mit nur einer Reaktion zu tun haben, sind bei der Zerlegung der Sulfate gleichzeitig deren zwei zu berücksichtigen. Sie werden charakterisiert durch die Gleichungen:

$$1.\ MeSO_4 \rightleftarrows MeO + SO_3;$$
$$2.\ 2\,SO_3 \rightleftarrows 2\,SO_2 + O_2.$$

Bei dem kohlensauren Kalk macht sich dessen Zersetzung thermisch sehr lebhaft bemerkbar, wenn der Kohlensäuredruck den Betrag von einer Atmosphäre erreicht bezw. überschritten hat. Bei den Sulfaten wird die Zerlegung lebhaft, wenn die Summe der Partialdrücke von SO_3, SO_2 und O_2 auf eine Atmosphäre angestiegen ist. Freilich wird bei der bei unseren Untersuchungen eingehaltenen raschen Erhitzung sich für beide Reaktionen niemals Gleichgewicht einstellen. Die Tensionen von Schwefeltrioxyd, von schwefliger Säure und von Sauerstoff werden immer niedriger bleiben, als der betreffenden Temperatur eigentlich zukommt, so daß die Gesamttension von 760 mm Hg auch erst wieder bei einer etwas höheren Temperatur erreicht werden kann.

Ist die Gesamttension auf den Betrag von einer Atmosphäre angestiegen, so wird zunächst eine größere Menge Gas entweichen. Infolge Mangels an Zeit kann das Gleichgewicht in beiden Reaktionen noch weniger erreicht werden als vorher, und die Folge davon ist, daß während der Zersetzung die Temperatur langsam ansteigt. Denn da die Partialdrücke während der Zersetzung kleiner werden, als sie bei deren Beginn waren, sinkt die Ge-

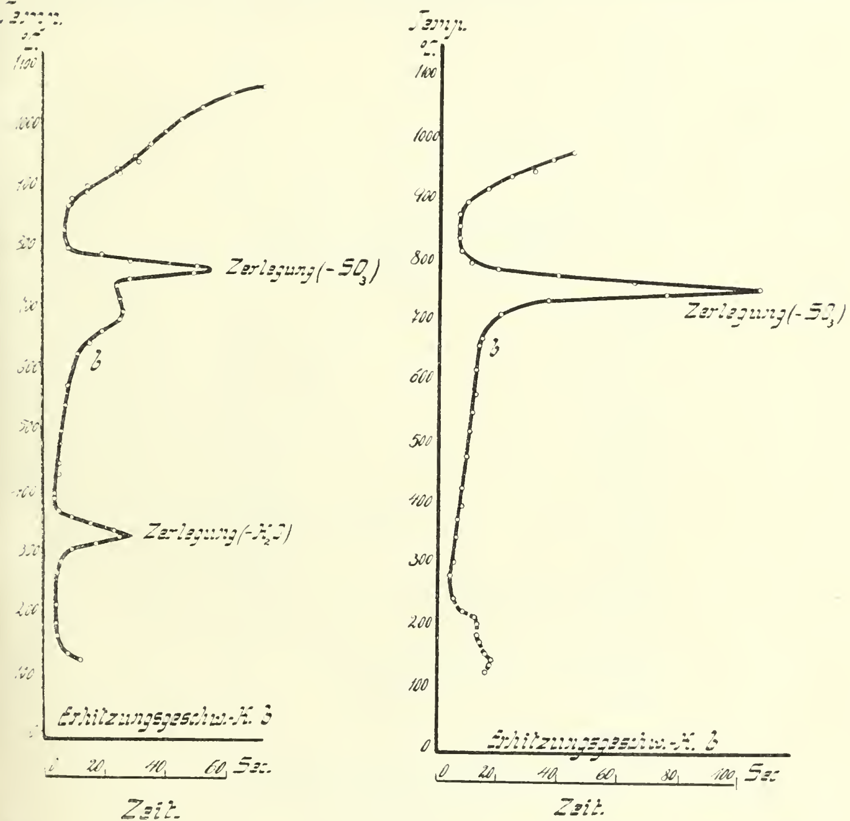


Fig. 10. Ferrosulfat (bei Atm.-Druck). Fig 11. Ferrisulfat (bei Atm.-Druck).

samttension unter 760 mm Hg und die Zersetzung selbst kann nur durch Temperaturerhöhung weitergeführt werden.

Vorstehende Betrachtungen dürften zeigen, daß bei unserer Methode und Apparatur Resultate gewonnen werden, welche von den exakten Gleichgewichtsdaten mehr oder weniger abweichen können. Auch erfährt die Genauigkeit der Resultate dadurch eine Einbuße, daß die Zerlegung nicht bei einem ganz bestimmten Punkte, sondern innerhalb eines Temperaturintervalls vor sich

geht. Auf die Verschleppung der Wärmebindungen in höhere Temperaturzonen sowie ihre Ursachen wurde schon oben hingewiesen. Das Temperaturintervall wird aber noch dadurch vergrößert, daß die Abspaltung des gasförmigen Bestandteiles praktisch schon einsetzt, ehe der Dampfdruck den Betrag von einer Atmosphäre erreicht hat. Dies hat seinen Grund entweder in einer verhältnismäßig raschen Erhitzung, oder in dem Vorhandensein eines größeren schädlichen Raumes bezw. dem Auftreten von

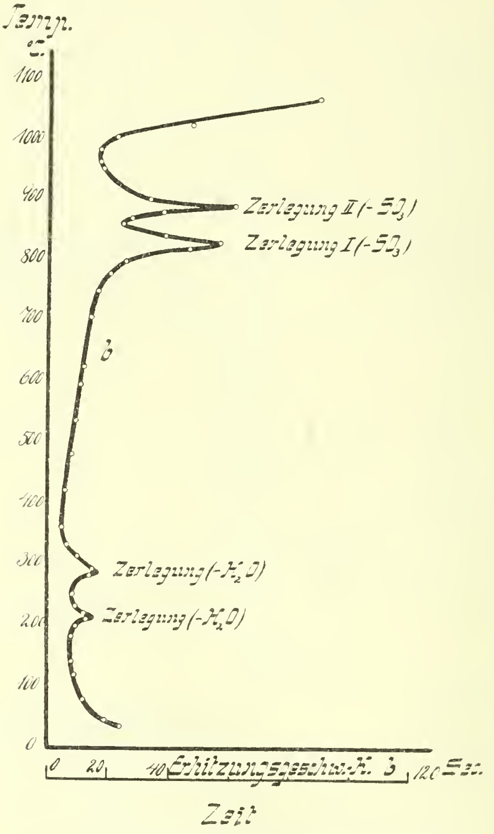


Fig. 12. Kupfersulfat (bei Atm.-Druck).

Gasströmungen. Es ist klar, daß bei einer raschen Erhitzung die Temperatur im Innern, wo das Thermoelement sich befindet, um ein Beträchtliches niedriger sein kann, als an der Außenwand. Tritt nun eine Wärmebindung in der äußeren Materialzone auf, so verursacht sie einen geringeren Wärmezufluß zu dem Thermoelement, was seinerseits wieder in einer Verzögerung im Ansteigen der Temperatur seinen Ausdruck findet. Das Resultat ist dann

also das, daß thermisch die Zerlegung schon bei einer Temperatur in die Erscheinung tritt, die niedriger ist, als die eigentliche Zersetzungstemperatur der Partien von der Außenzone. Ein größerer schädlicher Raum aber kann Anlaß zu Gasströmungen geben, die bekanntlich auf eine Zerlegung bei niedrigerer Temperatur hinwirken [1]. Die Anwendung von sehr engen Ofenquerschnitten, verbunden mit einer langsamen Erhitzung und die Benutzung von

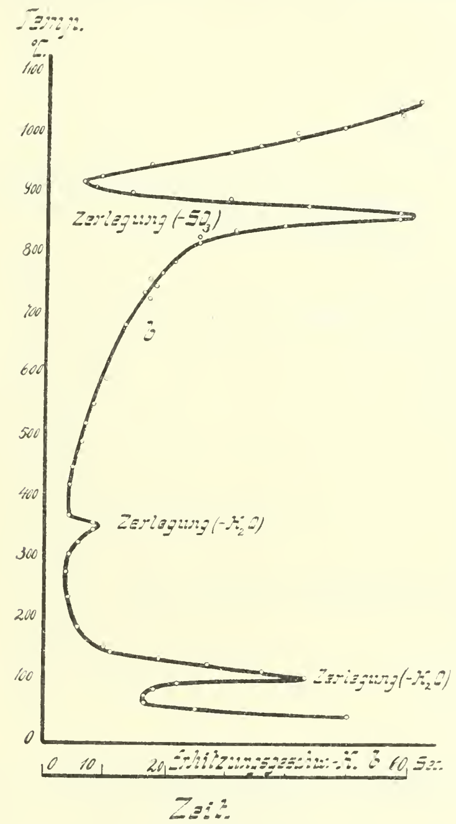


Fig. 13. Aluminiumsulfat (bei Atm.-Druck).

Erhitzungsgefäßen mit wenig schädlichem Raum dürften das vorzeitige Einsetzen der Gasentwicklung aber wohl auf ein ziemlich geringes Maß herabdrücken lassen.

Nebenbei sei hier noch bemerkt, daß auch der Punkt des Gasentwicklungsbeginnes mit Hilfe unserer Methode nicht genau

[1] Vergl. Abegg, Handbuch der Anorganischen Chemie, 2. Band, 2. Abteilung. S. 112.

festzulegen ist. Die Entwicklung geringer Mengen von Gas entzieht sich naturgemäß der thermischen Beobachtung. Wenn wir später von einem thermischen Beginn der Zerlegung sprechen, wollen wir dieser Tatsache immer eingedenk bleiben.

Trotzdem also unsere Methode keine wissenschaftlich-exakten, sondern nur mehr vergleichbare Daten zu liefern imstande ist, so kann sie uns aber doch, wie schon eine ganze Reihe von Untersuchungen erwiesen hat, zur Orientierung beim Studium der

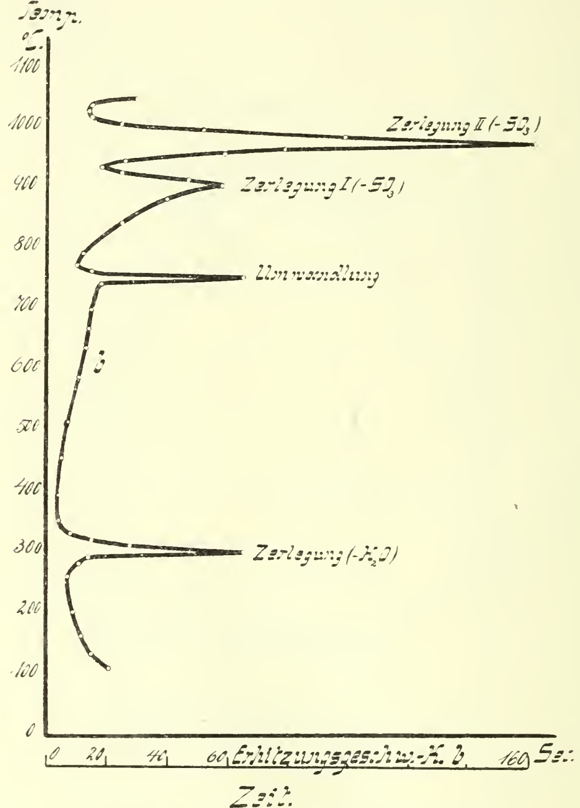


Fig. 14. Zinksulfat (bei Atm.-Druck).

thermischen Dissoziation leicht zerlegbarer Körper recht wertvolle Dienste leisten. Innerhalb gewisser Grenzen, die 20—30 ° nicht überschreiten dürften, gibt sie uns die Temperaturen des thermischen Beginnes der Zerlegung bezw. des Maximums derselben für eine Atmosphäre Gegendruck an. Von Interesse würde es nun sein zu ermitteln, ob die Zersetzungstemperaturen für kristallisierte und amorphe Vorkommen des chemisch gleichen

Körpers die gleichen sind. Für verschiedene Mineralien stellt uns die Methode vergleichbare Angaben bezüglich der Beständigkeit dieser Körper bei höherer Temperatur in Aussicht. Ferner wird sie uns eine stufenweise Zerlegung enthüllen, vorausgesetzt, daß die Zersetzungsstufen weit genug voneinander entfernt liegen. In diesem Falle bekommen wir mehrere Wärmebindungen hintereinander. Ob freilich bei dem Auftreten einer größeren Anzahl von Wärmebindungen diese lediglich durch Zersetzung hervor-

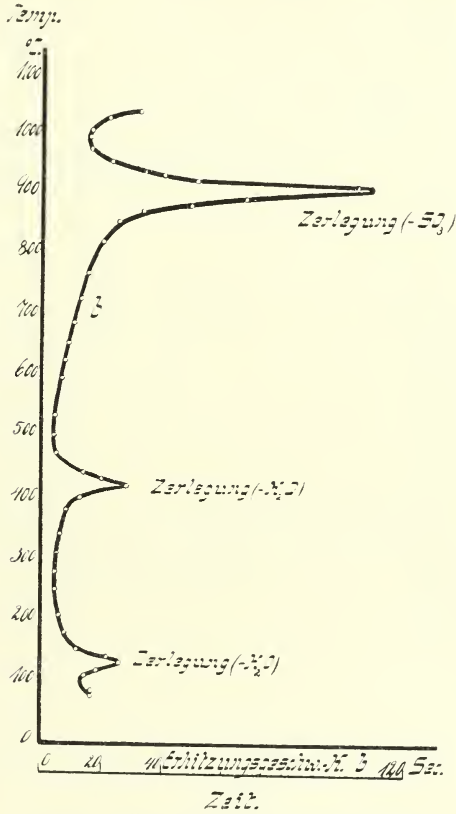


Fig. 15. Nickelsulfat (bei Atm.-Druck).

gerufen worden sind, bedarf natürlich erst noch der Prüfung. Wärmebindungen können ja auch verursacht werden durch Schmelzungen bezw. Umwandlungen. Haben wir es mit einem der beiden letzteren Vorgänge zu tun, so tritt innerhalb des fraglichen Temperaturbereiches eine Gewichtsabnahme nicht ein. Auch ist der Vorgang, wie durch die Aufnahme der Abkühlungskurve konstatiert werden kann, gewöhnlich reversibel. Ob Schmelzung

oder Umwandlung stattgefunden hat, entscheidet das Aussehen der Substanz. Liegt dagegen eine Zersetzung vor, so muß die Wärmebindung mit einer wesentlichen Gewichtsverminderung verknüpft sein. Unter Umständen, wie z. B. bei den Sulfaten, kann sie sich auch optisch durch das Auftreten von Nebeln verraten.

Haben wir konstatiert, daß die Abspaltung des gasförmigen Bestandteils tatsächlich in Abschnitten vor sich geht, so läßt sich — wenigstens in vielen Fällen — des weiteren auch die Zu-

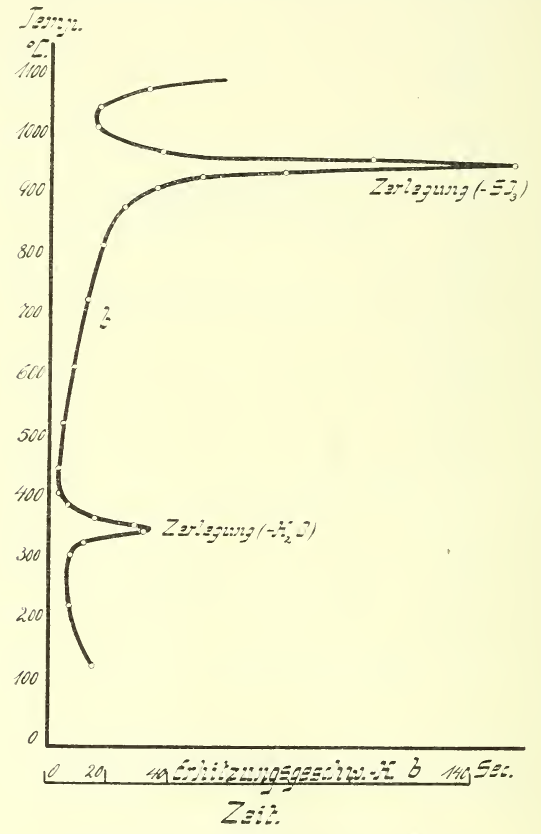


Fig. 16. Kobaltsulfat (bei Atm.-Druck).

sammensetzung des nach der ersten Zerlegung zurückbleibenden basischen Salzes bestimmen. Man braucht dann bloß die Erhitzung bis zu dem Punkte zu treiben, bei welchem die erste Zerlegung schon beendigt ist, während die zweite noch nicht eingesetzt hat. Eine einfache Gewichtsbestimmung gibt Aufschluß über den Gewichtsverlust bei der ersten Zersetzung und damit über die Zusammensetzung des Rückstandskörpers. Das Verfahren ist natür-

lich nur dann einwandfrei, wenn die Zersetzungsstufen so weit voneinander entfernt liegen, daß die Zerlegungen nicht wesentlich ineinander übergreifen.

Liefert uns also die Aufnahme der Erhitzungskurven eventuell in Verbindung mit der Abkühlungskurve Aufklärung über die ungefähre Lage der Zersetzungspunkte (für 1 Atm. Gegendruck), die Existenz basischer Salze und deren Beständigkeitsbereiche, so stellt sie bei zusammengesetzten Mineralien ausschließlich aber

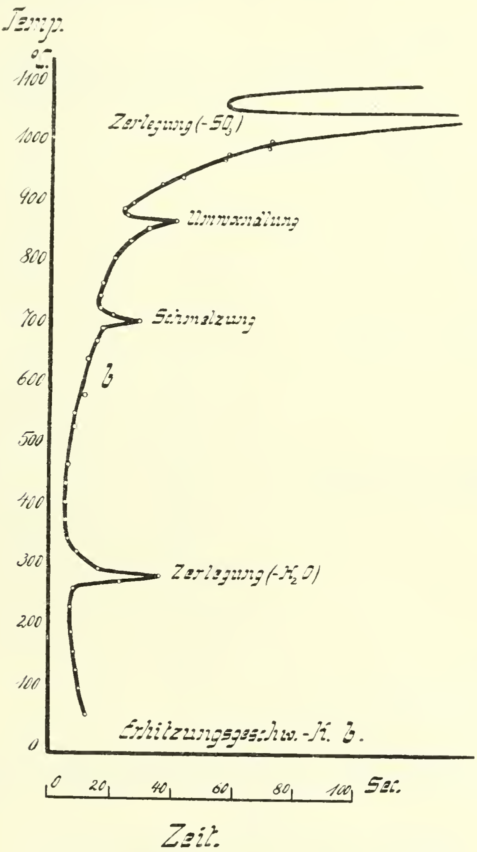


Fig. 17. Mangansulfat (bei Atm.-Druck).

auch noch die Möglichkeit eines Einblicks in die Konstitution des ursprünglichen Materials in Aussicht. Voraussetzung ist hierbei, daß die Zersetzungstemperaturen der einzelnen in Frage kommenden Komponenten des betreffenden Minerals, die natürlich nach dem gleichen Verfahren ermittelt sein müssen, bekannt sind und weit genug voneinander entfernt liegen. Es leuchtet ohne

weiteres ein, daß in dem Falle, wo nur ein Gemenge von z. B. zwei Carbonaten vorhanden ist, die Zersetzung desselben stufenweise, und zwar bei genau denselben Temperaturen zu erfolgen hat, welche den einzelnen Bestandteilen zukommen. Liegt hingegen eine feste Lösung bezw. eine Verbindung vor, so besitzen diese nicht mehr die Eigenschaften ihrer Komponenten, sondern verhalten sich wie einheitliche neue Körper und weisen somit für einen bestimmten Gegendruck auch nur einen einzigen Dampfdruck

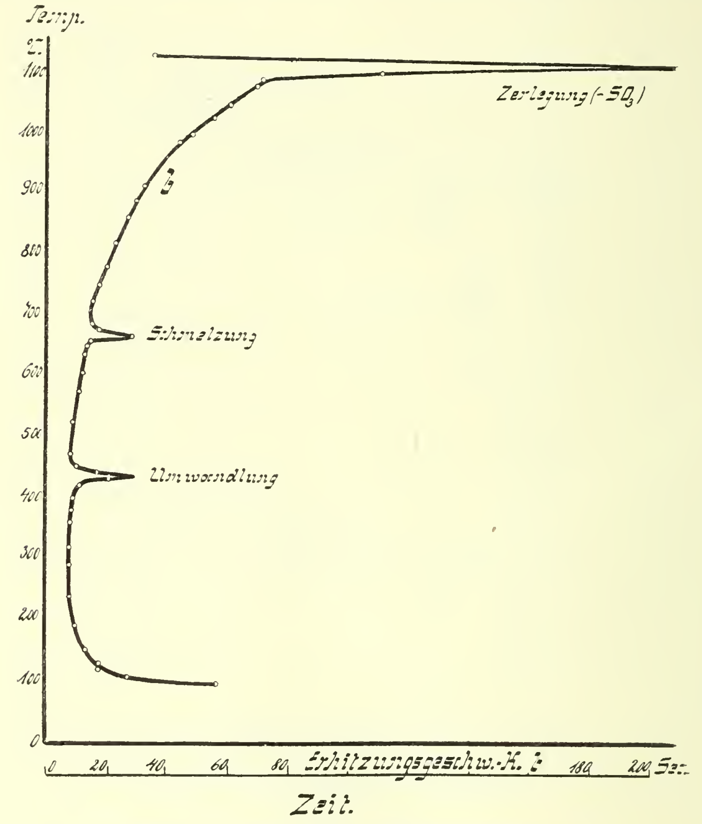


Fig. 18. Silbersulfat (bei Atm.-Druck).

auf. In diesem Falle werden wir also nur einen Zersetzungspunkt erhalten, der sich übrigens für gewöhnlich mit keinem der reinen Komponenten decken wird.

Die Frage freilich, ob wir es hierbei nur mit einer festen Lösung oder aber mit einer wirklichen chemischen Verbindung zu tun haben, vermag die thermische Untersuchung nicht zu entscheiden. Hier müssen andere Beobachtungen und Methoden den Ausschlag geben.

Am Ende meiner theoretischen Betrachtungen angelangt, bin ich schließlich noch den praktischen Nachweis dafür schuldig, daß trotz der dem Verfahren anhaftenden Unsicherheiten dieses doch noch recht brauchbare Resultate zu liefern vermag. Zur Illustration seiner Leistungsfähigkeit für das Studium der thermischen Dissoziation mögen deshalb in dieser Arbeit die Erhitzungsgeschwindigkeitskurven von einer Anzahl künstlicher einfacher Sulfate Aufnahme finden. (Fig. 10—19.) Die Untersuchungen, die übrigens insofern unter ziemlich ungünstigen Verhältnissen stattfanden, als noch nicht mit dem Heizstromregler, sondern mit einem gewöhnlichen Widerstand gearbeitet wurde, sind bei Atmosphärendruck in ruhender Luftschicht durchgeführt worden. Sie haben natürlich zunächst die Punkte enthüllt, bei denen Schmelzungen eintreten. Dies gilt für das Mangansulfat, für welche der Schmelzpunkt zu 700° C (Fig. 17), und das Silbersulfat (Fig. 18), für welches er zu 660° C gefunden wurde. Auch Umwandlungen konnten nachgewiesen werden. Schenck und Rassbach haben ermittelt, daß Bleisulfat in zwei Modifikationen aufzutreten vermag. Der entsprechende Umwandlungspunkt liegt bei 845° C. In Übereinstimmung damit zeigt unsere Erhitzungsgeschwindigkeitskurve für das Bleisulfat (siehe Fig. 19) eine stärkere Wärmebindung, die bei etwa 850° C einsetzt. Neue und bisher unbekannte Umwandlungspunkte wurden gefunden für Silbersulfat (Fig. 18) bei 410°, Zinksulfat (Fig. 14) bei 740° und Mangansulfat (Fig. 17) bei 860° C. Die stärksten Wärmebindungen aber wurden verursacht durch die Abspaltung von Wasser und Schwefelsäureanhydrid. Da unter Atmosphärendruck gearbeitet wurde, so traten

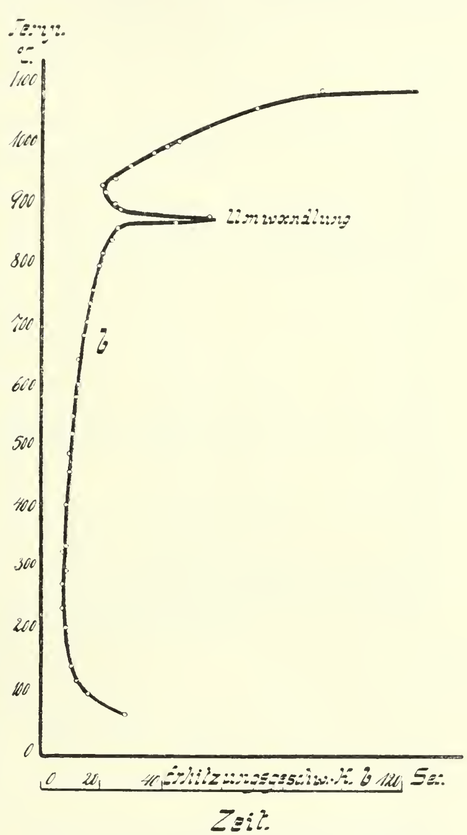


Fig. 19. Bleisulfat (bei Atm.-Druck).

diese Zerlegungen bei denjenigen Temperaturen stark in die Erscheinung, bei welchen der Dampfdruck des Wassers bezw. des Schwefelsäureanhydrids mit seinen Zersetzungsprodukten SO_2 und O_2 den Betrag von einer Atmosphäre überschritten hat. Hierbei erfolgte die Abspaltung des Schwefelsäureanhydrids meist vollständig, so daß nach Beendigung der Wärmebindung reines Oxyd, bei Ag_2SO_4 Metall übrig blieb. Nur bei Kupfer und Zink fand die Zerlegung in Abschnitten statt, und es konnte so der Nachweis für die Existenz der basischen Sulfate $2CuO \cdot SO_3$ und $3ZnO \cdot 2SO_3$ erbracht werden (Fig. 12 und 14). Andere basische Salze, von denen in der Literatur noch eine Anzahl angegeben ist, konnten nicht aufgefunden werden. Über die Natur des registrierten Vorganges haben Wägungen den gewünschten Aufschluß gegeben.

In der beigefügten Zahlentafel 4 sind bis auf die Wasserabspaltungen, die noch einmal Gegenstand besonderer Untersuchungen werden sollen, die Ergebnisse zusammengestellt. Bei den Zersetzungen entsprechen die eingetragenen Zahlen den Temperaturen, bei denen die Zerlegungen thermisch sich bemerkbar zu machen begannen. Die Punkte sind natürlich, worauf schon früher hingewiesen wurde, nicht etwa mit dem Gasentwicklungsbeginn identisch. Fig. 20 zeigt die Ergebnisse für die Zersetzungen in graphischer Darstellung. Die Befunde sprechen wohl für sich, so daß eine weitere Erläuterung hierzu überflüssig ist.

Beginn der Zerlegung bei Atm.-Druck von

Temp. °C.
1100
Ag_2SO_4 in $2Ag + SO_2 + O_2$.
$4CuO$ in $2Cu_2O + O_2$.
$MnSO_4$ in ? + SO_3.
1000
$3ZnO.2SO_3$ in $3ZnO + 2SO_3$.
900
$CoSO_4$ in $CoO + SO_3$.
$2CuO.SO_3$ in $2CuO + SO_3$.
$NiSO_4$ in $NiO + SO_3$.
$3ZnSO_4$ in $3ZnO.2SO_3 + SO_3$.
800
$Al_2(SO_4)_3$ in $Al_2O_3 + 3SO_3$.
$2CuSO_4$ in $2CuO.SO_3 + SO_3$.
700
$Fe_2(SO_4)_3$ in $Fe_2O_3 + 3SO_3$.

Fig. 20.

Beispiele für die Brauchbarkeit der Methode zum Studium der Konstitution und der thermischen Dissoziation von zusammen-

Tabelle 4.

Untersuchungsergebnisse.

Zersetzung von	Zersetzung in	Beginn der Zersetzung nach eigenen Untersuchungen bei Atmosphärendruck in ruhender Gasschicht °C	Zersetzungstemperatur für 1 Atm. Druck, nach anderen Forschern °C	Schmelzung von	Schmelztemperatur nach eigenen Untersuchungen °C	Schmelztemperatur nach anderen Forschern °C
$Fe_2(SO_4)_3$	Fe_2O_3	705	710 L. Wöhler, Plüddemann und P. Wöhler.	$MnSO_4$	700	—
				Ag_2SO_4	660	—
$CoSO_4$	CoO	880			Umwandlungstemperatur	
$NiSO_4$	NiO	840		Umwandlung von	nach eigenen Untersuchungen °C	nach anderen Forschern °C
$2CuSO_4$	$2CuO, SO_3$	740	etwa 735 L. Wöhler, Plüddemann und P. Wöhler.			
$2CuO \cdot SO_3$	$2CuO$	845	etwa 825 L. Wöhler, Plüddemann und P. Wöhler.			
$4CuO$	$2Cu_2O$	etwa 1040	etwa 1015 L. Wöhler.			
$3ZnSO_4$	$3ZnO, 2SO_3$	etwa 840		$ZnSO_4$	740	—
$3ZnO, 2SO_3$	$3ZnO$	935		$MnSO_4$	860	—
$MnSO_4$	?	1030		$PbSO_4$	ca. 850	845
$Al_2(SO_4)_3$	Al_2O_3	770	750 L. Wöhler, Plüddemann und P. Wöhler.			R. Schenck und W. Rassbach
Ag_2SO_4	$2Ag$	1085		Ag_2SO_4	410	—

gesetzten und einfachen Mineralien werden die in späteren Nummern dieser Zeitschrift erscheinenden Arbeiten enthalten. Um ihnen nicht vorzugreifen, möchte ich an dieser Stelle auf die Beibringung von weiteren Belegen verzichten.

Zusammenfassung.

Es wurde auf eine Methode hingewiesen, welche uns eine Erweiterung und Vertiefung unserer Kenntnisse über die thermische Dissoziation und die Konstitution leicht zerlegbarer Mineralien in Aussicht stellt. Diese Methode beruht in der Aufnahme von Erhitzungskurven. Sie ist generell und läßt sich für alle solche Mineralien anwenden, bei denen die Zerlegung und Abspaltung gasförmiger Bestandteile mit Wärmetönungen verknüpft ist, die so stark sind, daß sie in den Bereich der Meßbarkeit der Apparatur fallen. Nebenbei liefert das Verfahren auch Aufschluß über eventuelle Umwandlungen, Schmelzungen und unter Umständen auch Reaktionen. Es ist anwendbar zur Untersuchung von Hydraten, Sulfaten, Carbonaten, Sulfiden, Arseniden usw. Die Methode liefert zwar keine wissenschaftlich-exakten, aber sehr wohl vergleichbare Daten, die für viele Fälle und zur ersten Orientierung ausreichen dürften. Wie durch Untersuchungen an einer größeren Anzahl von künstlichen einfachen Sulfaten nachgewiesen werden konnte, gibt sie, abgesehen von Schmelzungen und Umwandlungen, Aufklärung über die gegenseitige Lage der Zersetzungspunkte. Vorausgesetzt, daß die Einzelzerlegungen weit genug voneinander entfernt liegen, enthüllt sie die Existenz basischer Salze und deren Beständigkeitsbereiche. Daß sie aber auch unter Umständen für das Studium der Konstitution zusammengesetzter Körper recht nützlich sein kann, wurde theoretisch entwickelt. Das Verfahren und die hierzu erforderliche Apparatur sind außerordentlich einfach und führen in verhältnismäßig kurzer Zeit zu Resultaten.

Metallhüttenmännisches Institut
der Kgl. Techn. Hochschule, Breslau.

Besprechungen.

Erh. Matter: Die Symmetrie der gerichteten Größen, besonders der Kristalle. (44. u. 45. Programm d. k. k. Obergymnasiums der Benediktiner zu Seitenstetten. 1910. 1911.)

(Schluß.)

Im letzten Kapitel des Abschnittes II werden die verschiedenen Definitionen wiederholt, dabei wird unter anderen auch eine verständlichere Definition des Begriffes „Antisymmetrieelemente“ gegeben: Die zwischen zwei Kristallen vorhandenen Elemente der

Richtungssymmetrie, die in dem einzelnen Kristall Antimetrieelemente sind, heißen Antisymmetrieelemente.

Im dritten Abschnitte, welcher in dieser Publikation noch nicht abgeschlossen ist, werden die einzelnen Kristallsysteme und -klassen nach der oben auseinandergesetzten Auffassung besprochen. Zunächst das trikline, aus dem sich dann leicht durch Zusammenstellung die Verhältnisse der höher symmetrischen Systeme und Klassen ergeben.

Zur Bezeichnung der Antimetrie wendet Verfasser Pfeile an, welche die Richtung der Ordner oder, bei der Grundform, auch der Achsen haben: Flächen gleicher physikalischer Eigenschaft sind durch die Richtung der Pfeilspitzen, bezw. des stumpfen Endes gekennzeichnet, bei antisymmetrischen Formen sind also die Pfeile im Kristalle entgegengesetzt gelegen.

Die Enantiosymmetrie bezeichnet Verfasser als Art der Enantiomorphie, was mit der gewöhnlichen Benennung nicht übereinstimmt, da dieselbe eben für enantiosymmetrische Formen gebraucht wird.

Die trikline, holoedrische Form zerlegt Verfasser in vier korrelate hemisymmetrische Hemieder, von denen je zwei einander antisymmetrisch (enantiosymmetrisch), bezw. antimetrisch sind.

Er erhält so 1. das positiv gerichtete und positiv gelegene, 2. das positiv gerichtete und negativ gelegene, 3. das negativ gerichtete und positiv gelegene und 4. das negativ gerichtete und negativ gelegene [1].

Was die Strukturhypothese anbelangt, so unterscheiden sich die beiden antisymmetrischen Formen durch den antisymmetrischen Bau der Molekel, nicht durch die Molekelmasche.

Die pyroelektrischen Eigenschaften triklin hemiedrischer Kristalle erläutert Verfasser sodann an den Beobachtungen Hankel's an $K_2Cr_2O_7$, nach denselben ist dieses Salz sicher als triklin pedial aufzufassen, und sind deutlich beide, einander enantiosymmetrische Varietäten beobachtet. Bemerkenswert ist auch, daß Hankel die Erscheinung hervorhebt, daß antisymmetrische Kristalle mit gegengleich liegenden, aber physikalisch gleichwertigen Flächen aufgewachsen sind. (Vergl. Johnsen, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIII. p. 332.)

Als weitere Beispiele pyroelektrischer, trikliner Substanzen werden angeführt, aber weniger ausführlich besprochen: Saures, weinsaures SrO mit 2 und mit 4 aq, Axinit, Albit.

Die monokline Molekel kann man sich nach dem Verfasser durch Vereinigung zweier trikliner, zu einer Ebene symmetrisch gelegener Molekel entstanden denken. Verfasser führt zunächst den Beweis, daß damit auch die Symmetrieachse bedingt ist.

---

[1] Klarer wird dies, wenn man z. B. pyroelektrische Verschiedenheit mit dem Vorzeichen des Index verbindet, also 1. + elektrisches (111), 2. + elektrisches ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$), 3. — elektrisches (111), 4. — elektrisches ($\bar{1}\bar{1}\bar{1}$).

Folgende drei Fälle als Unterabteilungen (Klassen) sind möglich:

1. Alle Ordner symmetrisch gelegener Punkte sind auch symmetrisch gerichtet. (Holoedrie) Symbol: S. Z.; b; B. (R. S.)[1]

2. B ist Antimetrieebene (Axiosymmetrische = monoklinsphenoidische Klasse). Symbol: (S. Z.); b; — (R. S.); (A. Z.); B, (A).[1]

3. b ist Achse der Antimetrie. (Planosymmetrische Klasse = domatische Klasse des monoklinen Systems.) Symbol: (S. Z.), B, (R. S.); (A. Z.) b, (A.).

In jeder der beiden hemiedrischen Klassen erhält man aus der holoedrischen durch Zerlegung der Grundform zwei antisymmetrische, je nachdem die Ordner in bezug auf B oder b bald als positiv, bald als negativ in der gleichen Richtung im Achsenkreuz bezeichnet werden.

Man erhält die hemiedrischen Molekel der monosymmetrischen Kristalle durch Vereinigung zweier trikliner hemiedrischer Molekel $(+ M_{T_1})$ $(+ M_{T_2})$ $(— M_{T_1})$ $(— M_{T_2})$ je nachdem, ob man $(+ M_{T_1})$ mit $(+ M_{T_2})$ bezw. $(— M_{T_1})$ mit $(— M_{T_2})$ so vereinigt, daß die eine gegen die andere um eine Achse um 180^0 gedreht erscheint (axiosymmetrische Klasse) oder ob man $(—) M_T$ mit $(+) M_T$ symmetrisch zu einer Ebene gruppiert (planosymmetrische Klasse). Letzteres kann man sich versinnbildlichen, wenn man in der holosymmetrischen, triklinen Molekel den einen Teil um eine durch das Symmetrie-Zentrum gehende Achse um 180^0 gedreht denkt. Die dabei möglichen antisymmetrischen Formen können durch Drehung ineinander übergeführt werden, während jene der axiosymmetrischen Klasse enantiosymmetrisch sind.

Als Beispiel für die pyroelektrischen Eigenschaften eines monosymmetrisch-holoedrischen Körpers und die Erklärung der von der Regel abweichenden Erscheinungen wird der Titanit nach den Beobachtungen von Hankel und Traube besprochen. Die Beobachtungen beider führen teilweise zu entgegengesetzten Resultaten, indem Traube diejenigen Stellen, die Hankel antilog fand, als analog erkannte und umgekehrt. Hervorgehoben sei noch, daß überhaupt nicht alle Titanite pyroelektrisch erregbar sind. Verfasser nimmt nun erstens an, daß beim Titanit Molekel mit verschiedener Verteilung der Elektrizität vorhanden seien, also antisymmetrisch, welche nun derartig miteinander verbunden sein können, daß die beiden Mittelpunkte nicht miteinander zur Deckung kommen. Je nachdem, welche Enden der kugelförmig gedachten Molekeln frei bleiben, wird bald die eine, bald die andere Art der Verteilung der Pyroelektrizität zu beobachten sein. Analog erklärt

[1] Die eingeklammerten Symbole (S. Z.) (A. Z.) bedeuten, daß sie nur unvollständig vorhanden sind. S. Z. bedeutet Symmetriezentrum, A. Z. Antimetriezentrum, B bedeutet eine Symmetrieebene B, b eine Symmetrieachse b. [R. S.] bedeutet Richtungssymmetrie, (A) bedeutet Antimetriesymbol. (R. S.) Richtungssymmetriesymbol.

Verfasser die Beobachtung HANKEL's, daß manche Titanite entgegengesetztes Verhalten an den Enden von b zeigen, je nachdem, ob die Ausgangstemperatur bei der Abkühlung über oder unter 112° lag. In diesem Falle würden nach der Zeichnung die beiden Enden der b-Achse nicht zusammenfallen; mit der Änderung der Temperatur werden die beiden Molekel gegeneinander verschoben, so daß sie sich bei 112° decken. Über dieser Temperatur sind die einen, unterhalb die andern Enden der Molekel frei. Bei 112° tritt eine pyroelektrische Erregung nicht auf. Mit beiden Beobachtungen stimmt überein, daß Titanit von HESSENBERG als axiosymmetrisch aufgefaßt wurde.

Ähnlich, wie Titanit, verhält sich Gips.

Von Orthoklas werden pyroelektrische Eigenschaften nicht angeführt, dagegen versucht Verfasser die Bildung des Mikroklin bezw. seine Zwillingsbildung zu erklären, indem er annimmt, daß sich die bei geringerer Konzentration triklinen Molekel bei größerer zu monoklinen Molekeln vereinigen. Den Anfang machen monokline Molekeln, an diese legen sich, da die Konzentration infolge Ausscheidung von Substanz abnahm und Dissoziation der monoklinen Molekel eintrat, trikline an, wodurch ein aus zwei einfachen triklinen Individuen bestehender Zwilling entsteht; durch raschere Verdunstung vergrößert sich die Konzentration, es scheiden sich wieder monokline Molekel aus, deren trikline Hälfte jetzt von den benachbarten triklinen Molekeln gerichtet wird, darauf scheiden sich wieder trikline Molekel aus etc.

(Ref. ist sich über diese Anschauung nicht klar geworden.)

Als Beispiel für die pyroelektrischen Eigenschaften planosymmetrischer Kristalle führt Verfasser die Beobachtungen RINNE's am Skolezit an[1]. Die beiden anzunehmenden antisymmetrischen Grundformen, bezw. Molekel sind hier nicht mehr enantiosymmetrisch, sondern lassen sich durch Drehung um b ineinander überführen. Die Erscheinung nicht pyroelektrischer und solcher Kristalle, deren Pyroelektrizität der Holosymmetrie entsprechend verteilt ist, erklärt Verfasser analog wie am Titanit durch vollständige (mit zusammenfallenden Mittelpunkten) oder unvollständige Vereinigung zweier antisymmetrischer Molekel (also ev. Zwilling).

Als Beispiele für die axiosymmetrische Klasse wird

1. die Weinsäure angeführt. Eine Wiederholung der Erläuterung ist nicht nötig, die Bildung der triklinen pinakoidalen Traubensäure aus entgegengesetzten Weinsäuren erklärt sich Verfasser durch Zusammensetzung der monoklinen Molekel aus zwei triklinen, mit gleichem Vorzeichen. In der vereinigten Lösung kann bei größerer Konzentration die Anziehung zwischen zwei entgegengesetzten Teilmolekeln ($+ M_{T_1}$) und ($- M_{T_2}$) größer werden

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. 1894. II. p. 51—68.

als zwischen den beiden 3 (+) gerichteten, wodurch es zu einer Lösung des Verbandes des monoklinen Molekels und zur Bildung des triklinen Molekels kommt.

2. Santonigsäureäthyläther nach den Untersuchungen von Strüver und Brugnatelli. (Zeitschr. f. Krist. 1878. **2.** p. 592, bezw. 1897. **27.** p. 88.) Hemiedrische Ausbildung der Kristalle erhält man nur aus alkoholischer Lösung mit HCl oder mit Essigsäure, aus Essigäther oder Alkohol allein erhält man nur anscheinend holoedrische Formen.

3. $Li_2SO_4 + H_2O$. (Nach H. Traube, N. Jahrb. f. Min. etc. 1892. II. p. 66.)

Aus K_2SO_4-haltiger Lösung bilden sich Zwillinge nach s (10$\bar{1}$), deren beide Einzelindividuen enantiosymmetrisch sind. Verfasser erklärt dies durch eine anfängliche Ausscheidung von vier vereinigten triklinen Molekeln, während später, bei geringerer Konzentration, nur zwei sich vereinigen und zu s als Symmetrieebene sich an die schon vorhandenen anlegen und das Weiterwachsen beherrschen.

4. Saures äpfelsaures Lithium nach Traube: hemiedrisch entwickelte Formen bilden sich aus stark saurer Lösung.

5. Zinnwaldit nach den Ätzungsversuchen von Baumhauer. (Zeitschr. f. Krist. 1879. **3.** p. 115.)

Zum Schlusse versucht Verfasser noch die Erscheinung am Li-Sulfat zu erklären, daß einfache Kristalle bestimmter Richtungssymmetrie nach dem Lösen und nochmaligen Auskristallisieren wieder beiderlei Kristalle geben. Er denkt sich die Molekel nicht kugelförmig, sondern polyedrisch und beim Lösen derartig dissoziiert, daß nicht nur trikline Hälften entstehen, sondern auch diese noch so geteilt erscheinen, als ob man das Netz in eine Ebene ausgebreitet hätte, in zwei Teile, welche je drei der Grundflächen enthalten, geteilt hätte, und diese verkehrt wieder zusammengelegt hätte.

Bei den in Lösung aktiven Substanzen tritt diese Dissoziation nicht ein.

Der Arbeit sind drei Tafeln, welche die pyroelektrische Verteilung am sauren weinsauren $SrO + 2\,aq$, am Axinit, Titanit (nach Traube und Hankel), Skolezit, Weinsäure, Santonigsäureäthyläther und Li-Sulfat in der üblichen Weise durch rote und gelbe Farbe andeuten, beigefügt. **C. Hlawatsch.**

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. April 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1912. No. 8.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber die Isomorphieverhältnisse und die Konstitution der Markasit-Arsenkies-Glaukodot-Gruppe.

Von **A. Beutell** in Breslau.

Mit 2 Textfiguren.

1. Arsenkies, Markasit und Löllingit.

Der Arsenkies hat wegen seiner zahlreichen, überall verbreiteten Varietäten, sowie wegen seiner relativ einfachen Zusammensetzung das Interesse der Mineralogen in hohem Maße auf sich gelenkt, zumal da man glaubte, in ihm ein ausgezeichnetes Material für das Studium der Isomorphie zu besitzen. Auf diese Weise sind eine Reihe umfangreicher, sehr sorgfältiger Arbeiten entstanden, die sämtlich das Ziel verfolgen, einen gesetzmäßigen Zusammenhang zwischen den physikalischen Eigenschaften und der chemischen Zusammensetzung aufzufinden. Leider hat sich die Materie als äußerst spröde erwiesen, sodaß der positive Erfolg, verglichen mit den sehr mühevollen Untersuchungen, ein recht geringer war.

Sehr auffallend ist der Umstand, daß sich die Ergebnisse der einzelnen Forscher in direktem Widerspruch befinden. So kommt z. B. Arzruni (Zeitschr. f. Krist. etc. 1878. **2**. p. 430. 1883. **7**. p. 337) zu dem Schlusse, daß sich die Arsenkiese nicht durch die Formel $S_2Fe + n\,As_2Fe$ ausdrücken lassen, wie man allgemein angenommen hatte. Während Weibull (Zeitschr. f. Krist. etc. 1892. **20**. p. 1) und Scherer (ebenda 1893. **21**. p. 283) diese Formel durchaus bestätigt finden, tritt Rammelsberg in seinem Handbuch für die Formel $RS_2 + x\,R_m As_n$ ein. Es ist daher nicht zu verwundern, wenn die Lehrbücher der Mineralogie noch bis zum heutigen Tage die verschiedensten Ansichten über die empirische Zusammensetzung der Arsenkiese vertreten. Nicht weniger widersprechend sind die Meinungen über eine gesetzmäßige Beziehung zwischen den physikalischen Eigenschaften und der chemischen Zusammensetzung der Arsenkiese. Auch die Frage, ob Markasit und Löllingit unter sich sowie mit dem Arsenkies isomorph sind, oder ob die Arsenkiese als isomorphe Mischungen von Markasit und Löllingit anzusehen seien, hat noch keine Erledigung gefunden.

Bei der großen Fülle von Beobachtungen kann von einer erneuten experimentellen Prüfung dieser interessanten Fragen kaum eine wesentliche Förderung erwartet werden. Die Ursache der

Mißerfolge darf nicht in den verdienstvollen Forschern gesucht werden, sondern sie findet ihre Erklärung in dem ungeeigneten Material, welches eine Menge ungeahnter Schwierigkeiten in sich birgt.

Da sich nunmehr die Gründe übersehen lassen, welche zu diesem Chaos von widersprechenden Ansichten geführt haben, erschien es aussichtsvoll, das gesamte Material einer kritischen Durcharbeitung zu unterziehen. Außerdem sind vom Verfasser eigene experimentelle Untersuchungen über die chemische Konstitution beigefügt worden, welche geeignet erscheinen, auch die Frage der Isomorphieverhältnisse zwischen den verschiedenen Gruppen einer endgültigen Lösung näher zu führen.

In erster Linie wird es sich darum handeln, die Widersprüche aufzuklären, welche über die empirische Zusammensetzung der Arsenkiese zwischen Arzruni, Weibull, Scherer und Rammelsberg zutage getreten sind. Hierfür ist es unerläßlich, die analytischen Methoden, welche den Untersuchungen zugrunde liegen, einer genauen Prüfung zu unterziehen.

Die erste umfangreichere Arbeit stammt von Arzruni, welcher dann fünf Jahre später den Gegenstand nochmals gemeinsam mit Baerwald, in Angriff nahm (Zeitschr. f. Krist. etc. 1883. **7**. p. 337). Das Resultat der chemischen Untersuchung faßt er in folgender Weise zusammen: „Die Zusammensetzung der Arsenkiese läßt die Auffassung, sie seien isomorphe Mischungen von den Verbindungen FeS_2 und $FeAs_2$ nicht zu." Arzruni hat von den drei Elementen des Arsenkieses nur den Schwefel und das Eisen direkt bestimmt, das Arsen hingegen aus der Differenz berechnet. Das Mißliche einer indirekten Bestimmung konnte einem so gewandten Analytiker wie Arzruni nicht entgehen; es müssen daher wichtige Gründe gewesen sein, die ihn zu diesem Entschluß gedrängt haben. Die quantitative Arsenfällung mit Schwefelwasserstoff ist eine sehr zeitraubende und lästige Operation. Man muß häufig vier- bis fünfmal während mehrerer Stunden Schwefelwasserstoff einleiten, ehe alles Arsen niedergeschlagen ist. Hat man einmal das Arsen quantitativ abgeschieden, so geht seine endgültige Fällung als AsO_4MgNH_4 ohne Schwierigkeit von statten. Arzruni hätte sicherlich von einer direkten Arsenbestimmung nicht Abstand genommen, wenn er dasselbe quantitativ aus der Eisenlösung ausgefällt hätte. Daß seine Analysen z. T. mit der Formel $S_2Fe + nAs_2Fe$ nicht stimmen, kommt daher, daß sich beim Fällen des Eisenhydroxydes mit Ammoniak die letzten Spuren des noch in Lösung befindlichen Arsens als AsO_4Fe zusammen mit dem Eisen niederschlagen. Der Eisengehalt wird dann (falls noch As in Lösung ist) zu hoch, und der Arsengehalt zu niedrig gefunden. Hierdurch erklären sich die starken Abweichungen der Arsenkiesanalysen von Sala, Joachimsthal und Sangerberg. Die übrigen

von ARZRUNI untersuchten Arsenkiese weisen eine befriedigende Übereinstimmung mit obiger Formel auf, wenn man beim Atomverhältnis Fe : As eine Abweichung um eine Einheit der ersten Dezimale als zulässig ansieht.

Die von ARZRUNI für die Schwefelbestimmung benutzte Methode ist einwandsfrei, so daß seine Schwefelbestimmungen als richtig angesehen werden müssen.

Die folgende Tabelle ist der Arbeit ARZRUNI's entnommen. Um das Atomverhältnis von Eisen und Arsen übersehen zu können (welches nach der Formel 1 : 2 sein müßte), hat er das zum Schwefel gehörige Eisen als S_2Fe abgerechnet und dann das Atomverhältnis zwischen dem Rest des Eisens und dem Arsen festgestellt.

Tabelle 1.

	S_2Fe				
	S	Fe	Fe	As	Fe : As
Reichenstein	18,05	15,80	18,88	42,27	1 : 1,87
Sangerberg	18,29	16,00	19,05	46,66	1 : 1,83
Hohenstein I	19,58	17,14	17,71	45,56	1 : 1,92
Hohenstein II	19,76	17,29	13,35	45,62	1 : 1,97
„Plinian“	20,08	17,57	16,89	45,46	1 : 1,99
Sala	20,41	17,85	19,11	42,63	1 : 1,67
Joachimsthal	20,52	17,96	18,57	42,95	1 : 1,73
Freiberg	20,83	18,22	16,80	44,14	1 : 1,96
Binnenthal	22,47	19,66	15,25	42,61	1 : 2,09

Wie aus der Tabelle ersichtlich ist, stimmt genau die Analyse des BREITHAUPT'schen „Plinians“, welche von PLATTNER herrührt. Befriedigende Übereinstimmung mit dem Atomverhältnis Fe : As = 1 : 2 zeigen die Analysen der Arsenkiese von Reichenstein, Hohenstein I und II, „Plinian“, Freiberg und Binnenthal.

An dem Analysengang SCHERER's ist zu bemängeln, daß er die Schwefelsäure in der eisenhaltigen Lösung des Arsenkieses gefällt hat, ohne den erhaltenen Niederschlag hinterher noch mit CO_3Na_2 aufzuschließen. Das Plus, welches seine Schwefelbestimmungen gegen die ARZRUNI'schen und WEIBULL'schen aufweisen, dürfte in einem geringen Eisengehalt zu suchen sein.

Nachdem feststeht, daß die mit reinem Material ausgeführten Analysen mit Ausnahme der drei erwähnten von ARZRUNI mit der Formel $S_2Fe + nAs_2Fe$ in Einklang zu bringen sind, ist es von Interesse, auch die übrigen in der Literatur verzeichneten, sehr zahlreichen Analysen nach dieser Richtung zu untersuchen. Zu diesem Zwecke habe ich für sämtliche mir zugängliche Analysen

Tabelle 2.

	S	As	Fe	Summe	Inklusive	% S_2Fe	% As_2Fe	S : As : Fe
1. Assinghausen . . .	23,59	39,37	36,37	99,42	0,09 Co	13,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
2. Elpe	22,39	38,71	36,80	98,06	0,16 Co	11,4	—	1,0 : 1,0 : 1,1
3. Wettin	21,70	38,23	35,97	99,17	3,27 SiO_2, Mg, Ca Spur	10,2	—	1,0 : 1,0 : 1,1
4. Deloro	22,23	41,90	35,52	99,99	0,34 Co	8,4	—	1,0 : 1,0 : 1,0
5. Binnenthal	22,47	[42,61]	34,92	100,00	—	7,8	—	1,0 : 1,0 : 1,0
6. N. Hoffnung Gottes	22,36	42,80	34,59	100,00	0,25 Zn	7,8	—	1,0 : 1,0 : 1,0
7. Sulitjelma	21,86	42,18	35,31	100,50	1,15 Co	7,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
8. Rodna	21,82	42,04	35,72	99,74	0,16 Sb	7,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
9. Serbien	21,71	42,38	34,58	99,43	—	7,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
10. Kühschacht	21,25	42,27	34,82	100,14	1,80 Unlösl.	6,0	—	1,0 : 1,0 : 1,0
11. Jauernig	21,14	41,91	36,95	100,00	—	6,0	—	1,0 : 1,0 : 1,1
12. Felsöbanya	21,11	42,94	35,04	99,37	0,28 Sb	5,4	—	1,0 : 1,0 : 1,0
13. Freiberg	21,08	42,88	36,04	100,00	—	5,4	—	1,0 : 1,0 : 1,0
14. Queropulca	20,96	42,54	35,03	99,00	0,47 Co	4,8	—	1,0 : 1,0 : 1,0
15. Mitterberg	21,36	45,00	33,52	99,88	—	4,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
16. Přibram	21,27	43,99	34,74	100,00	—	4,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
17. Altenberg, Schl. . .	21,17	44,35	34,82	100,34	—	4,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
18. Macagão	21,07	43,74	35,19	100,00	—	4,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
19. Goldkronach . . .	20,84	41,36	34,07	100,00	3,73 Sb	4,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
20. Schladming	21,06	45,23	34,18	100,76	0,29 Ni	3,6	—	1,0 : 1,0 : 1,0
21. Kindberg	21,00	45,00	32,70	99,70	0,70 SiO_2, 0,30 Al_2O_3	3,6	—	1,0 : 1,0 : 1,0

22. Freiberg, Morgenst.	20,93	43,90	35,02	99,85	—	3,6	—	1,0 : 1,0 : 1,0
23. Freiberg	20,65	43,73	35,62	100,00	—	3,6	—	1,0 : 1,0 : 1,0
24. Auerbach	20,64	[43,55]	35,81	100,00	—	3,6	—	1,0 : 1,0 : 1,0
25. Zalathna	20,59	43,37	35,30	99,89	0,14 Sb, 0,07 Au, 0,42 Rückstand	3,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
26. Freiberg	20,13	43,42	34,94	98,49	—	3,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
27. Oravicza	20,60	43,85	35,59	100,04	Mn Spur	3,0	—	1,0 : 1,0 : 1,0
28. Joachimsthal . . .	20,51	42,95	36,53	100,00	—	4,2	—	1,0 : 1,0 : 1,1
29. Sala	20,39	44,51	34,92	99,82	—	3,0	—	1,0 : 1,0 : 1,0
30. Schneeberg	20,05	43,45	34,94	99,67	0,23 Ni	3,0	—	1,0 : 1,0 : 1,0
31. Freiberg, Morgenst.	20,38	44,83	34,32	99,53	—	1,8	—	1,0 : 1,0 : 1,0
32. Himmelfahrt . . .	20,27	45,00	34,34	99,98	0,37 Pb	1,8	—	1,0 : 1,0 : 1,0
33. Altenberg	20,25	43,78	34,35	99,43	1,05 Sb	1,8	—	1,0 : 1,0 : 1,0
34. Cziklowa	20,24	45,23	34,78	100,55	0,30 Co	1,8	—	1,0 : 1,0 : 1,0
35. Bindt-Alpe	20,10	45,12	35,04	100,32	0,06 Co	1,8	—	1,0 : 1,0 : 1,0
36. Auerbach	19,91	44,11	35,04	99,06	—	1,8	—	1,0 : 1,0 : 1,0
37. Thalheim	19,77	44,00	34,02	98,71	0,92 Gangart	1,8	—	1,0 : 1,0 : 1,0
38. N. Hoffnung Gottes	20,10	45,67	34,23	100,00	—	1,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
39. „Plinian“	20,07	45,46	34,46	99,99	—	1,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
40. Ehrenfriedersdorf .	19,89	44,97	33,75	99,86	1,03 Co, 0,22 Bergart	1,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
41. Sala	19,85	45,03	34,55	99,78	0,35 Unlösl.	1,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
42. Weiler	19,84	[45,35]	34,73	100,00	0,08 Pb	1,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
43. Oravicza	19,80	45,19	33,60	99,99	1,40 Co Ni	1,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
44. Rothenzechau . . .	19,77	44,02	34,83	99,54	0,92 Sb	1,2	—	1,0 : 1,0 : 1,0
45. Thala-Bisztra . . .	19,37	44,20	36,43	100,00	—	1,2	—	1,0 : 1,0 : 1,1
46. Wester Silfberg . .	19,96	45,96	34,14	100,06	—	0,6	—	1,0 : 1,0 : 1,0

	S	As	Fe	Summe	Inklusive	% S_2Fe	% As_2Fe	S : As : Fe
47. Setrouň	19,96	45,53	33,66	99,15	Au Spur	0,6	—	1,0 : 1,0 : 1,0
48. Wester Silfberg . .	19,86	46,00	34,26	100,12	—	0,6	—	1,0 : 1,0 : 1,0
49. Hohenstein	19,76	45,62	34,64	100,02	—	0,6	—	1,0 : 1,0 : 1,0
50. Sala	19,13	43,26	34,78	98,60	1,43 Sb, 0,14 Bi	0,6	—	1,0 : 1,0 : 1,0
51. Cornwall	20,06	46,29	33,15	100,00	0,50 Cu	—	—	1,0 : 1,0 : 1,0
52. Reichenstein . . .	19,90	46,60	33,50	100,00	—	—	—	1,0 : 1,0 : 1,0
53. Chalanches	19,56	45,78	34,64	99,98	—	—	—	1,0 : 1,0 : 1,0
54. Baldomero	19,53	45,46	34,47	100,07	0,44 Co, 0,03 Ni, 0,14 Mn	—	—	1,0 : 1,0 : 1,0
55. Hohenstein	19,41	45,52	35,07	100,00	—	—	—	1,0 : 1,0 : 1,0
56. Spräkla, Dalarne .	19,37	45,38	34,44	99,19	—	—	—	1,0 : 1,0 : 1,0
57. Reichenstein . . .	19,26	45,92	33,08	100,23	1,97 Bergart	—	1,0	1,0 : 1,0 : 1,0
58. M. Cristo	19,70	47,60	29,65	100,00	3,05 Co	—	2,1	1,0 : 1,0 : 1,0
59. Hawlowitz	19,30	47,40	33,10	99,80	—	—	3,1	1,0 : 1,0 : 1,0
60. Nyberg	19,00	46,76	34,23	99,99	—	—	3,1	1,0 : 1,0 : 1,0
61. Wunsiedel	18,64	46,92	34,31	99,87	—	—	5,1	1,0 : 1,0 : 1,0
62. Wester Silfberg . .	18,22	46,60	34,72	99,72	0,18 Mn	—	5,1	1,0 : 1,0 : 1,0
63. Vena	18,16	46,33	31,90	99,71	2,50 Co, 0,82 Unlösl.	—	5,1	1,0 : 1,0 : 1,1
64. Sangerberg	18,29	46,66	35,05	100,00	—	—	5,1	1,0 : 1,0 : 1,1
65. Meymac, Corrèze .	16,34	40,15	31,90	100,00	1,70 Sb, 1,62 Bi, 0,16 Co, 0,10 Pb, 6,10 Gang., 1,93 H_2O	—	5,1	1,0 : 1,0 : 1,0
66. Inquisivi	18,12	46,95	34,93	100,00	Co Spur	—	6,2	1,0 : 1,0 : 1,0
67. Wester Silfberg . .	17,93	46,32	34,60	99,05	0,2 Mn	—	6,2	1,0 : 1,0 : 1,0

68. Alabame	18,32	47,10	33,84	99,96	0,70 Cu	—	7,2	1,0 : 1,0 : 1,0
69. Reichenstein	18,05	[47,27]	34,68	100,00	—	—	7,2	1,0 : 1,0 : 1,0
70. Meymac, Corrèze	15,92	39,96	30,21	100,00	1,90 Sb, 4,13 Bi, 0,76 Co, 4,90 Gang., 2,22 H_2O	—	7,2	1,0 : 1,0 : 1,0
71. Reichenstein	18,34	45,29	34,29	99,17	1,25 Bergart	—	8,2	1,0 : 1,0 : 1,0
72. Altenberg	15,29	42,06	33,18	99,57	0,62 Pb, 6,10 SiO_2, 2,32 Al_2O_3	—	8,2	1,0 : 1,0 : 1,1
73. Hühnerkobel	17,68	47,18	34,67	99,53	—	—	9,3	1,0 : 1,0 : 1,0
74. Spräkla, Dalarne	17,49	[48,40]	34,11	100,00	—	—	10,3	1,0 : 1,0 : 1,0
75. Meymac, Corrèze	14,60	39,30	28,71	100,00	1,50 Sb, 6,58 Bi, 1,07 Co, 0,10 Pb, 5,70 Gang., 2,44 H_2O	—	10,3	1,0 : 1,0 : 1,0
76. Freiberg	15,40	48,10	36,40	99,90	—	—	19,0	1,0 : 1,0 : 1,0
				Weniger genaue Analysen.				
77. Bieber	19,64	38,18	36,97	96,03	1,24 Rückstand	6,6	—	1,0 : 1,0 : 1,2
78. Modum	20,55	40,14	38,06	100,00	1,25 Pb	6,0	—	1,0 : 1,0 : 1,2
79. Turtmanntal	20,53	41,06	38,41	100,00	—	5,4	—	1,0 : 1,0 : 1,2
80. Sala	20,41	42,63	36,96	100,00	—	4,2	—	1,0 : 1,0 : 1,2
81. Sala	18,52	42,05	37,65	99,32	Bi Spur, 1,10 Sb	1,2	—	1,0 : 1,0 : 1,2
82. Chalanches	18,55	42,78	38,67	100,00	—	0,6	—	1,0 : 1,0 : 1,2
83. Baldomero	18,27	42,83	29,22	100,00	3,11 Co, 0,81 Ni, 5,12 Mn, 0,64 Bi, 28,61 Gangart	—	—	1,0 : 1,0 : 1,3
84. Reichenstein?	12,50	30,62	26,28	99,48	1,47 H_2O	—	3,1	1,0 : 1,0 : 1,2
85. Neusorg	17,27	42,89	34,64	99,18	4,38 Ni ♂	—	3,1	1,0 : 1,0 : 1,2
86. Chacaltaya	16,76	43,68	34,93	100,20	4,74 Ni, Co Spur 0,09 Ag, 0,002 Au	—	6,2	1,0 : 1,0 : 1,3
87. San Simon	19,40	49,45	23,20	98,85	2,10 Co, 4,70 Unlösl.	—	6,2	1,3 : 1,3 : 1,0
88. Hühnerkobel	7,44	54,70	35,20	97,34	—	—	51,0	1,0 : 1,0 : 1,8

das Atomverhältnis S : As : Fe ermittelt. Kobalt und Nickel wurden in Eisen, Antimon und Wismut in Arsen umgerechnet. War im Vergleich zum Arsen ein Überschuß von Schwefel vorhanden, so wurden die überzähligen Schwefelatome mit dem Atomgewicht des Schwefels multipliziert, um die entsprechenden Gewichtsprozente des Schwefels zu erhalten. Aus diesen ergaben sich dann die Gewichtsprozente des dazu gehörigen Eisens unter der Voraussetzung, daß dasselbe als S_2Fe beigemischt war. In der gleichen Weise wurden bei einem Überschuß von Arsen die Gewichtsprozente des als As_2Fe beigemengten Arsens und Eisens ermittelt. Entsprechen die analysierten Arsenkiese der oben angeführten Formel $S_2Fe + nAs_2Fe$, so muß nach Abzug des Überschusses von S_2Fe respektive von As_2Fe eine Mischung übrig bleiben, welche die Formel $S_2Fe + As_2Fe$ aufweist. Die Atomverhältnisse von S : As : Fe müssen nunmehr 1,0 : 1,0 : 1,0 sein.

Die obenstehende Tab. 2 von 88 Arsenkiesanalysen ist in ihrem ersten Teile nach abnehmendem S_2Fe-Gehalt geordnet[1]. No. 1, ein Arsenkies von Assinghausen weist mit 13,2 % das Maximum an S_2Fe auf. Nachdem der Gehalt an S_2Fe bis auf 0,6 % gesunken ist, folgen (No. 51—56) einige „Normalarsenkiese", welche gleich viel Moleküle von S_2Fe und As_2Fe enthalten. Von No. 58 ab beginnen die Varietäten, welche einen Überschuß von As_2Fe erkennen lassen. Die Tabelle schließt mit einem Arsenkies von Freiberg (No. 76), welcher 19,0 % von As_2Fe aufweist.

Die Analysen, welche in ihren Atomverhältnissen um mehr als eine Einheit der ersten Dezimale abweichen, sind als weniger zuverlässig abgesondert. Sie umfassen die Nummern 77—88 und sind unter sich in derselben Weise geordnet, wie die übrigen Analysen.

Die Umrechnung der Arsenkiesanalysen beweist, daß 87 % aller Analysen eine gute Übereinstimmung mit der Formel $S_2Fe + nAs_2Fe$ aufweist. Der Umstand, daß 13 % mit dieser Formel nicht in Einklang gebracht werden können, darf gegen ihre Richtigkeit nicht geltend gemacht werden. Denn Arsenkiesanalysen sind an und für sich schwierig, und ferner ist nach den Untersuchungen Weibull's „der Arsenkies kaum ein einziges Mal rein zu finden".

Somit haben die Untersuchungen Arzruni's, Weibull's und Scherer's, sowie die überwiegende Mehrheit aller sonstigen Arsenkiesanalysen auf die Formel $S_2Fe + nAs_2Fe$ geführt.

Für die Formel von Rammelsberg (N. Jahrb. f. Min. etc. 1897. II. p. 45; Mineralchemie 1895. p. 12, 1875. p. 28; Zeitschr. d. geol. Ges. 1873. **25.** p. 266) $RS_2 + xR_mAs_n$, welche außerdem gegen die geltenden Anschauungen über Isomorphie verstößt, fehlt es nunmehr an jeder Unterlage.

[1] Die Berechnungen sind mit abgerundeten Atomgewichten und mittels Rechenschiebers ausgeführt.

Tabelle 3. Markasit.

	S	As	Fe	Summe	Inklusive	S As Fe	S_2 Fe	As_2 Fe	S : Fe
1. Münsterthal	51,95	—	46,93	99,88	—	—	100,00	—	1,9 : 1,0
2. Hannover	52,70	—	44,90	99,60	—	—	100,00	—	2,0 : 1,0
3. Annaberg (Kyrosit)	53.05	0,93	45,60	100,99	—	2,0	97,58	1,3	2,0 : 1,0
4. Hausach	49,56	2,73	45,12	100,54	—	5,6	91,81	3,6	2,0 : 1,0
5. Freiberg, Lonchidit	49,61	4,40	44,23	99,54	—	9,5	88,74	6,0	2,0 : 1,0

Tabelle 4. Löllingit.

	S	As	Fe	Summe	Inklusive	S As Fe	S_2 Fe	As : Fe
1. La Paz	7,01	64,84	24,35	99,43	0,13 Co, 0,10 Bi	35,7	13,4	2,0 : 1,0
2. Chalanches	3,66	63,66	21,22	100,59	5,61 Sb, 6,44 Co	18,6	6,9	2,1 : 1,0
3. Andreasberg	3,19	59,96	26,89	100,00	9,96 Sb	15,8	6,0	2,0 : 1,0
4. Reichenstein	1,97	67,81	28,19	99,11	1,14 Bergart	10,0	3,7	1,9 : 1,0
5. "	1,94	65,99	28,06	98,16	2,17 Serpentin	10,0	3,7	1,9 : 1,0
6. "	1,93	66,59	28,28	98,86	2,06 Bergart	9,8	3,6	1,9 : 1,0
7. Andreasberg	1,65	70,59	28,67	100,91	—	8,4	3,1	1,9 : 1,0
8. Andreasberg	1,40	58,75	26,70	99,53	0,36 Sb	7,1	2,6	1,9 : 1,0
9. Sätersberg	1,28	70,22	28,14	99,64	—	6,5	2,4	1,9 : 1,0
10. Radauthal	1,20	70,16	23,75	99,73	0,29 Sb, 4,13 Co, 0,20 Ni	6,1	2,2	2,1 : 1,0
11. Breitenbrunn	1,10	69,85	27,41	99,41	1,05 Sb	5,6	2,1	2,0 : 1,0
12. Descubridora	1,10	70,30	27,60	99,20	0,20 Ag	5,6	2,1	1,9 : 1,0
13. La Loreto	0,87	71,58	27,35	99,80	—	4,4	1,6	1,9 : 1,0
14. Galway	0,81	70,85	24,67	100,00	2,88 Co, 0,79 Ni	4,1	1,5	2,1 : 1,0
15. Drum's Farm	0,77	70,83	27,93	99,53	Cu Spur	3,9	1,4	1,9 : 1,0
16. Schladming	0,70	72,18	26,48	99,36	—	3,6	1,3	2,0 : 1,0
17. Teocalli Mt.	0,56	71,18	22,96	99,75	0,08 Bi, 0,39 Cu, 4.37 Co, 0,21 Ni	2,9	1,0	2,1 : 1,0
18. Brewik	0,37	72.17	27,14	99,68	P und Cu Spur	1,9	0,7	2,0 : 1,0

Es entsteht die Frage, ob sich die arsenhaltigen Markasite und die schwefelhaltigen Löllingite ebenso deuten lassen wie die Arsenkiese. Um hierüber Klarheit zu erhalten, habe ich in den folgenden Tabellen auch die Analysen dieser Mineralien zusammengestellt und ebenso umgerechnet wie die Arsenkiesanalysen. Diejenigen Analysen, welche von dem richtigen Atomverhältnis um mehr als eine Einheit der ersten Dezimale abweichen, sind als unzuverlässig nicht aufgeführt worden. Leider gehören hierzu auch die einzigen analysierten Löllingitkristalle von Reichenstein. Es wurde zunächst nach dem Arsengehalt des Markasits, beziehentlich dem Schwefelgehalt des Löllingits der prozentische Gehalt an Arsenkies S As Fe berechnet, und erst nach Abzug desselben das Atomverhältnis ermittelt.

Von 39 Löllingitanalysen erwiesen sich nur 19 als brauchbar. Die meisten enthielten zu wenig Arsen, was sich durch fremde Beimengungen erklären dürfte. Unter sämtlichen Löllingiten findet sich nicht ein einziger schwefelfreier, während unter den sechs analysierten Markasiten zwei kein Arsen aufweisen.

Die Markasite sind nach steigendem S As Fe-Gehalt, die Löllingite nach fallendem S As Fe-Gehalt geordnet; die Arsenkiese würden zwischen diese beiden Gruppen zu stehen kommen.

Die großen Lücken, welche die Mischungsreihe aufweist, treten in den Tabellen klar zutage. Während der arsenreichste Markasit nur 9,5 % S As Fe aufweist, enthält der schwefelreichste Arsenkies von Assinghausen (Tab. 2, No. 1) bereits 86,8 % S As Fe. so daß das Intervall von 9,5—86,8 unüberbrückt bleibt. Die Lücke am anderen Ende der Reihe ist weniger beträchtlich, da der arsenreichste Arsenkies 81,0 % S As Fe enthält, während sich für den schwefelreichsten Löllingit 35,7 % S As Fe berechnen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die Lücke in Wirklichkeit noch größer ist, da die Analysen ausnahmslos an derben Varietäten ausgeführt worden sind, so daß mechanische Beimengungen sehr wohl möglich erscheinen.

Die Frage, ob der Arsengehalt der Markasite durch Beimischung von As_2Fe oder von S As Fe zu erklären ist, läßt sich durch die chemische Analyse allein nicht entscheiden. Ebenso kann vom Standpunkt des Analytikers aus der Schwefel der Löllingite sowohl als S_2Fe wie als S As Fe beigemischt sein. Jedoch spricht der Umstand, daß der Arsenkies zwischen Markasit und Löllingit steht so, daß seine geometrischen Konstanten von denen der beiden Endglieder weniger abweichen, als die der beiden Endglieder unter sich, mehr für eine isomorphe Beimischung von Normalarsenkies sowohl zum Markasit als auch zum Löllingit.

Da für einige der in der Tabelle 2 aufgeführten Arsenkiese auch die Dichte bestimmt wurde, ist es interessant zu prüfen, inwieweit die Dichtebestimmungen einen gesetzmäßigen Zusammen-

Tabelle 5.

		S	As	Fe	Summe	Dichte	S_2Fe	As_2Fe
18. Macagão	Scherer	21,07	43,74	35,19	100,00	5,83	4,2	—
20. Schladming	Rumpf	21,06	45,23	34,18	100,76	5,89	3.6	—
69. Reichenstein	Arzruni, Hase	18,05	47,27	34,68	100,00	5,898	7,2	—
33. Himmelfahrt	Scherer	20,27	45,00	34,34	99,98	6,022	1,8	—
22. Freiberg, Morgenstr.	Arzruni	20,93	43,90	35,02	99,85	6,035	3,6	—
9. Serbien	Schmidt	21,71	42,38	34,58	99,43	6,059	7,2	—
49. Wester Silfberg	Weibull	19,86	46,00	34,26	100,12	6,07	0,6	—
4. Deloro	Scherer	22,23	41,90	35,52	99,99	6,073	8,4	—
37. Auerbach	Magel	19,91	44,11	35,04	99,06	6,082	1,8	—
36. Bindt	Schmidt	20,10	45,12	35,04	100,32	6,090	1,8	—
5. Binnenthal	Arzruni	22,47	[42,61]	34,92	100,00	6,091	7,8	—
63. Wester Silfberg	Weibull	18,22	46,60	34,72	99,72	6,11	—	5.1
62. Wunsiedel	Oebbecke	18,64	46,92	34,31	99,87	6,123	—	5,1
35. Cziklowa	Scherer	20,24	45,23	34,78	100,55	6,16	1.8	—
56. **Hohenstein**	Arzruni	19,41	45,52	35,07	100,00	6,192	—	—
74. Spräkla	Weibull	17,49	[48,40]	34,11	100,00	6,204	—	10,3
40. „Plinian“	Breithaupt, Frenzel	20,07	45,46	34,46	99,99	6,30	1,2	—
46. Thala Bisztra	Scherer	19,37	44,20	36,43	100,00	6,33	1,2	—

hang mit der chemischen Zusammensetzung erkennen lassen. Zu diesem Zwecke sind in der folgenden Tabelle die Arsenkiese nach steigender Dichte zusammengestellt.

Die Numerierung ist dieselbe wie in Tabelle 2, und da diese nach fallendem S_2Fe- resp. nach steigendem As_2Fe-Gehalt geordnet ist, so war zu erwarten, daß die Numerierung der Dichte ungefähr parallel laufen würde. Aber leider spielen auch hier wieder die analytischen Eigentümlichkeiten der einzelnen Forscher eine so störende Rolle, daß auf den ersten Blick von einer Gesetzmäßigkeit kaum etwas zu bemerken ist. Betrachtet man die Zahlen jedes Beobachters für sich, so tritt ein unverkennbarer Parallelismus zutage.

Die Daten Weibull's, Scherer's und Schmidt's, für sich betrachtet, folgen der Numerierung, d. h. mit abnehmendem S_2Fe und zunehmendem As_2Fe tritt eine Vermehrung der Dichte ein. So fallen auf die Werte Weibull's der Reihe nach die Nummern 49, 63 und 74, auf die Scherer's die Nummern 18, 33, 4, 35 und 46, und endlich auf die Schmidt's die Nummern 9 und 36. Es fällt somit nur eine einzige Bestimmung (No. 4 von Scherer) aus der Reihe heraus. Bei der von Scherer erkannten Inhomogenität der allermeisten Arsenkiese (einschließlich der Kristalle) kann dies nicht wundernehmen, da es unmöglich ist, unhomogenes Material mit Sicherheit auszuschließen. Wenn es hiernach, trotz aller Aufmerksamkeit, Scherer passieren konnte, daß er einen inhomogenen Arsenkies für seine Beobachtungen benutzt hat, so wird es verständlich, daß Arzruni's Dichtebestimmungen, weil ihm die Inhomogenität unbekannt war, z. T. nicht mit der chemischen Zusammensetzung übereinstimmen. Unter seinen Bestimmungen verdient die am Material von Hohenstein ein besonderes Interesse, weil sie von einem Normalarsenkiese von der empirischen Formel SAsFe herrührt, und weil gerade aus der Dichte geschlossen werden kann, ob der Normalarsenkies eine Mischung oder Verbindung darstellt: die Dichte einer Mischung läßt sich aus den Komponenten berechnen, während die Dichte einer chemischen Verbindung von dem berechneten Werte abweichen muß. Bei der Wichtigkeit dieser Entscheidung ist es sehr zu begrüßen, daß von dem Arsenkies von Hohenstein zwei Analysen von Arzruni und Balson (Zeitschr. f. Krist. etc. **2**. p. 335) ausgeführt sind, welche eine gute Übereinstimmung zeigen und welche beide auf die Formel SAsFe führen. Diese Übereinstimmung weist auf gleichmäßiges Material hin, so daß die von Arzruni bestimmte Dichte als zuverlässig gelten kann.

Arzruni hat, weil der Arsenkies porös war, und weil durch Lufteinschlüsse die Resultate ziemlich stark differierten, die Dichte siebenmal mit dem Pyknometer und fünfmal mit dem Körbchen bestimmt, wobei die beiden Mittelwerte 6,1253 und 6,1826 ge-

funden wurden. Als wahrscheinlichste Zahl darf in diesem Falle nicht das Mittel gelten, da Lufteinschlüsse das Ergebnis stets in demselben Sinne beeinflussen, d. h. herabdrücken. Die wahrscheinlichste Zahl ist hier die höchste. Aus diesem Grunde gibt ARZRUNI nicht den Mittelwert als Dichte an, sondern einen höheren, und zwar 6,192. Für den Markasit sind Dichten zwischen 4,65 und 4,88 und für den Löllingit von 7,0—7,4 bestimmt worden. Da die Beimengung von S As Fe die Dichte des Markasits erhöht, so ist die niedrigste Zahl, d. h. 4,65 die wahrscheinlichste. Für den Löllingit ist umgekehrt der höchste Wert, nämlich 7,4 der richtigste, weil die niedrigeren Resultate von beigemengtem S As Fe herrühren. Aus diesen beiden Zahlen berechnet sich für den Normalarsenkies, wenn man ihn als Mischung einer gleichen Zahl von Markasit- und Löllingit-Molekülen betrachtet, die Dichte 6,08. Die beobachtete von 6,192 ist also um 0,112 höher, d. h. der Normalarsenkies weist eine beträchtliche Kontraktion auf. Hiernach kann der Normalarsenkies nicht als Mischung von Markasit und Löllingit aufgefaßt werden; er ist vielmehr eine selbständige chemische Verbindung. Die vom Normalarsenkies abweichenden Varietäten sind als Mischungen des Normalarsenkieses S As Fe mit S_2Fe beziehentlich mit As_2Fe zu deuten.

(Fortsetzung folgt.)

Ueber ein Topasmodell zur Demonstration des rationalen Verhältnisses der Kantenabschnitte.

Von **A. Johnsen** in Kiel.

Mit 1 Textfigur.

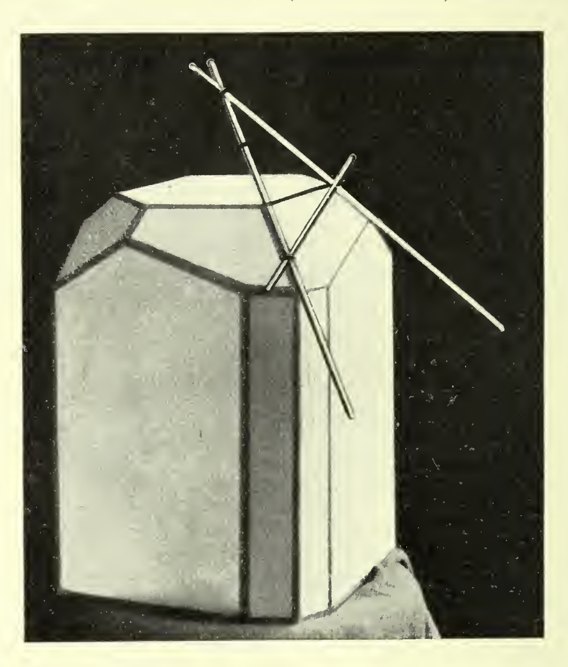
Oft findet man HAÜY's Gesetz der Kantenlängen an „Achsen" exemplifiziert, wobei obendrein — besonders in dem kristallographischen Kapitel physikalischer und chemischer Lehrbücher — oft in dem Wort „Achse" der Begriff der Koordinatenachse mit demjenigen der Symmetrieachse vermengt und von Kanten überhaupt nicht die Rede ist [1].

Will man HAÜY's Gesetz in seiner allgemeinsten Form demonstrieren, d. h. an zwei beliebigen Kanten (statt der drei Koordinatenachsen), die von zwei beliebigen Flächen geschnitten werden, so kann man sich des folgenden Topasmodells (Figur) bedienen, das den Schneckensteiner Habitus {001}, {110}, {120}, {021}, {111} zeigt. Die Fläche (111) genügt obigen Anforderungen, da sie von vier ungleichwertigen Kanten begrenzt ist: $[(111):(001)] = [1\bar{1}0]$, $[(111):(120)] = [\bar{2}11]$, $[(111):(021)] = [1\bar{1}2]$, $[(111):(1\bar{1}1)] = [\bar{1}01]$.

[1] Von Büchern, deren Verfasser das HAÜY'sche Gesetz so vollkommen mißverstanden haben wie FOEHR in „Mineralogie für Ingenieure und Chemiker" (Leipzig 1911, Hirzel) sehe ich natürlich ab.

Verschiebt man die Kante $[\bar{2}11]$ parallel ihr selbst, bis der Schnittpunkt von $[\bar{2}11]$ und $[11\bar{2}]$ mit dem Schnittpunkt von $[11\bar{2}]$ und $[1\bar{1}0]$ koinzidiert, so bilden die drei Kanten $[\bar{2}11]$, $[1\bar{1}0]$ und $[11\bar{2}]$ mit der Kante $[\bar{1}01]$ drei Schnittpunkte, und es verhalten sich die Abstände der beiden äußeren Schnittpunkte von dem inneren wie 1 : 2.

Man berechnet dieses Verhältnis, indem man die Koordinaten der Flächen von dem üblichen Achsensystem $X = [100]$, $Y = [010]$, $Z = [001]$ auf das neue $X' = [\bar{1}01]$, $Y' = [1\bar{1}0]$, $Z' = [001]$ transformiert und irgend eine Fläche $(k + l\ 2k\ 2l)$, wo k und l be-



liebige ganze Zahlen sind, z. B. (231), des alten Systems zur Einheitsfläche (111) des neuen Systems macht; dann erhält die Fläche mit dem alten Symbol (120) das neue (110) und diejenige mit dem alten Symbol (021) das neue $(\bar{1}21)$. Diese letztere Fläche schneidet also auf $X' = [\bar{1}01]$ einen doppelt so großen Abschnitt ab als die erstere.

Von obigen vier Kanten des Pappmodells[1] sind drei durch aufgesetzte Leisten bis über ihre Schnittpunkte hinaus verlängert; vier auf der Leiste $[\bar{1}01]$ in gleichen Abständen angebrachte schwarze Streifen markieren das Verhältnis 1 : 2.

[1] Das ganze Modell, etwa 40 cm hoch, wird von der Firma Krantz in Bonn nach einem von mir konstruierten Netz ausgeführt.

Neues über den geologischen Bau des Donetzbeckens.

Von Prof. **Lebedeff** (Ekaterinoslaw, Südrußland).

Mit 6 Textfiguren.

Seit dem Jahre 1892 bis jetzt wird das carbónische Donetzbecken in geologischer Beziehung untersucht. Der Verf. dieser Notiz nahm an diesen Untersuchungen in den Jahren 1892—1894 teil und hatte Gelegenheit, auch später seine vorigen Untersuchungen durch neue Beobachtungen zu ergänzen. Die Resultate dieser Untersuchungen sind in den „Nachrichten des geolog. Komit." zu Petersburg, T. XII. No. 3—4, IV. T. XIII. No. 4, IX. T. XIV. No. 8—9, XI. gedruckt. Später wurden dieselben noch in der Arbeit von Tschernyschew und Lutugin „Le bassin du Donetz"[1] auch in der „Steinkohlenformation" von Prof. Frech[2], p. 300—301, zusammengestellt und in der letzten Zeit vom Verfasser mit einigen Ergänzungen in der „Notiz über die geologischen Forschungen des Donetzbeckens" (Nachricht. d. Berg- und Hütten-Hochschule zu Ekaterinoslaw, 1911, Lief. 1, russisch) und in den „Materialien zur Geologie des Carbons im Donetzgebiet" (ibidem, 1911, Lief. 2, russisch) niedergelegt. Die Resultate dieser Untersuchungen brachten den Verfasser zu einer Gliederung des Untercarbons des Donetzbeckens in 7 Stufen. Zu dieser Gliederung werden Ergänzungen gegeben, welche das Resultat der späteren Untersuchungen des Verfassers und seiner Bearbeitung des paläontologischen Materials darstellen. Im Süden ist das Donetzbecken von kristallinen Gesteinen — Gneisen und Graniten — archäischen Alters begrenzt. Gneise und Granite haben in diesem Gebiete eine Absonderung hauptsächlich in der Richtung NW, welche mit allgemeiner Richtung der Falten des Donetzbeckens zusammenfällt, und die andere, nicht so klar dargestellte — in der Richtung NO. Innerhalb der ungeheuren Fläche, die die obengenannten Gesteine des archäischen Alters in Südrußland einnehmen, erscheinen an einigen Punkten, schon außerhalb des Donetzbeckens, auch kristalline Schiefer, die zuweilen (Kriwoi-Rog, Korsak-berg und andere Erzlagerstätten des Eisens) Eisenerze enthalten; während in dem Teil dieser Fläche, welcher sich dem Donetzbecken direkt anschließt, kristalline Schiefer nicht zutage treten.

Als Hangendes der archäischen Formation treten auf Sandsteine, Konglomerate, Tuffe und Schiefer — in den letztgenannten sind fossile Pflanzen gefunden, welche von Prof. Schmalhausen[3]

[1] Guide des excursions du VII congrès géologique international, 1897.

[2] In dieser Arbeit von Prof. Frech ist die Untersuchung des nördlichen Teils des Donetzbeckens dem Verfasser dieser Notiz irrtümlich zugeschrieben, während sie nur den südlichen Teil des Beckens betrifft.

[3] Über devonische Pflanzen aus dem Donetzbecken. Verhandlungen d. geolog. Komit. zu Petersburg. T. VIII. No. 3.

als oberdevonisch bestimmt sind. Der Charakter dieser Ablagerungen erinnert an oberdevonische Ablagerungen von England (ober old red). Diese Gesteine sind von Kalksteinen diskordant bedeckt. Die Kalksteine im Hangenden des Oberdevons gehören zu der untersten Stufe (C_1^1) des Untercarbons, charakterisiert durch *Sp. medius* Lebed. n. sp.; sie liegen daher unter der Stufe mit *Sp. tornacensis* (C_1^2). An anderen Orten des untersuchten Teils des Beckens beobachtet man noch einen Kalkstein (CD), der keine unmittelbare Beziehung zu dem obengenannten Kalksteine in diesem Gebiete hat. Da der Kalkstein mit *Sp. medius* jedoch unmittelbar unter dem Kalkstein mit *Sp. tornacensis* liegt und da die Fauna des Kalksteins CD, welcher keine unmittelbare Beziehung zu den obengenannten Kalksteinen zeigt, aus carbonischen und devonischen Formen besteht, d. h. der Fauna der Stufe von Malöwka-Murajewna (Moskauer Becken) entspricht, so muß man schließen, daß dieser Kalkstein (CD) eine tiefere stratigraphische Stellung als der Kalkstein mit *Sp. medius* (C_1^1) und der Kalkstein mit *Sp. tornacensis* (C_1^2) einnimmt. Für eine bestimmtere Entscheidung der Frage von den wechselseitigen Beziehungen dieser 3 obengenannten Kalksteine wäre es wichtig, sie in einem und demselben Profil zu beobachten; was in dem noch nicht untersuchten Teile des Donetzbeckens gefunden werden kann. Stellen nicht alle diese Ablagerungen Gesteine dar, die kontinuierlich von dem oberen Devon bis zu dem untercarbonischen Kalksteine abgelagert worden waren?

Wie gesagt nimmt der Kalkstein mit *Sp. medius* im Donetzbecken die niedrigste Stellung in der unteren Abteilung des Carbons ein. Die Beschreibung dieser für den Kalkstein C_1^1 charakteristischen Art und ihre Abbildung wird unten gegeben. Früher war schon gezeigt, daß die klare Beziehung zwischen dem Kalkstein, der der Stufe von Malöwka-Murajewna entspricht, und dem Kalkstein mit *Sp. medius* bis jetzt noch nirgends nachgewiesen worden ist. Wenn man bedenkt, daß man in diesen Schichten bis jetzt nur jene, zwar charakteristische, aber einzige Form gefunden hat, so kann man nicht sicher entscheiden, ob dieser Kalkstein zu den Übergangsablagerungen zwischen Untercarbon und Devon oder zu den echt untercarbonischen Ablagerungen gehört. Daher schreiben wir bedingungsweise denselben den untercarbonischen Ablagerungen zu, indem wir ihn durch C_1^1 bezeichnen. Dazu zwingt uns auch der Umstand, daß sehr ähnliche Kalke am Ural gefunden sind, die von den Untersuchern des Urals mit C_1^1 bezeichnet sind. Dieser Kalk tritt in nahe Beziehung zu dem oben liegenden Kalkstein mit *Sp. tornacensis* (C_1^2). Dieser letzte Kalkstein ist durch die Auffindung von *Sp. tornacensis* stratigraphisch bestimmt. Er ist der Stufe mit *Sp. tornacensis* anderer Gebiete analog, besonders auch weil der Teil seiner Fauna,

welcher bis jetzt genau bestimmt ist, am meisten für die Stufe mit *Sp. tornacensis*, wie die letzte in dem Carbon von Belgien ausgedrückt ist, charakteristisch ist. Außerdem wird dieser Kalkstein durch seine Fauna von der im Hangenden befindlichen Stufe ausgezeichnet, indem er unter 27 Formen (hauptsächlich Brachiopoden) 15 Arten enthält, die nicht in das Hangende übergehen.

Unter den (von unten nach oben) folgenden Stufen unterscheidet Verfasser zwei, welche sich durch *Prod. giganteus* charakterisieren; diese Art erscheint in der unteren Stufe C_1^3 als Varietät und dabei sehr selten, und in der oberen Stufe C_1^4 — als typische Form und zugleich sehr häufig. Außerdem unterscheidet sich auch die übrige Fauna dieser zwei Stufen untereinander auf bedeutende Weise: von den bestimmten Arten — 23 Formen in der Stufe C_1^3 und 18 Formen in der Stufe C_1^4 — erscheinen nur 4 Formen in beiden Stufen, sind also für sie gemeinsam. Diese zwei Stufen unterscheiden sich auch petrographisch scharf voneinander: die Stufe C_1^3 ist durch die Mergel, die zuweilen kieselartig, sehr oft kreideähnlich sind, vertreten, und die Stufe C_1^4 besteht ausschließlich aus dem Kalk.

Die darüber abgelagerten Gesteine des unteren Carbons im Donetzbecken sind vom Verfasser in drei Stufen geteilt. Charakteristisch für alle diese drei Stufen erscheint *Prod. latissimus*. Außerdem sind die Fauna und einige andere Unterschiede jeder von dieser Unterabteilungen charakteristisch genug, um ihre Gliederung in die einzelnen Stufen zu rechtfertigen [1]. Die Stufe C_1^5 zeichnet sich wesentlich von dem Hangenden und Liegenden durch ihre petrographische Zusammensetzung aus, indem sie bei sehr großer Mächtigkeit von Schiefern und Sandsteinen mit nur sehr dünnen untergeordneten Schichten von Kalk zusammengesetzt ist und sich auf solche Weise vor ihnen als der Uferablagerung unterscheidet. In dieser Stufe erscheinen schon solche Arten, welche in den Stufen C_1^1—C_1^4 nicht gefunden worden waren, zum Beispiel die Formen, die *Sp. trigonalis* nahestehen, und andere Arten mit groben Rippen.

Die Stufe C_1^6 enthält eine genügend reiche Fauna, die sie von den oben- und untenliegenden Ablagerungen unterscheidet [2]. Endlich, die letzte, oberste Stufe des Untercarbons im Donetzbecken C_1^7 (zugleich auch die oberste der Stufen mit *Prod. latissimus*) enthält eine arme Fauna. Sie zeichnet sich vom

[1] Erst nach der ausführlichen Bearbeitung des ganzen paläontologischen Materials wird es sich entscheiden, ob man diesen Unterabteilungen die Bedeutung von Stufen oder der Unterstufen geben muß.

[2] Eine ausführliche Liste ihrer Fauna ist in dem obengenannten Artikel (Nachricht. d. geol. Komit., T. XII. No. 3—4, IV) gegeben; dort sind die für diese Stufe am meisten charakteristischen Formen durch * bezeichnet.

Liegenden durch die Abwesenheit von Formen aus, welche für die vorhergehende Stufe C_1^6 besonders charakteristisch sind, und von dem Hangenden (C_2) — hauptsächlich durch die Abwesenheit des *Sp. mosquensis* und anderer diese Art begleitenden Formen.

Im Hangenden der unteren Abteilung des Donetzcarbons tritt die mittlere Abteilung — die Moskauer Stufe mit *Sp. mosquensis* — auf, die vorläufig, da ihre Fauna noch nicht bearbeitet ist, in Unterabteilungen noch nicht eingeteilt werden kann [1] und daher nur im allgemeinen durch C_2 bezeichnet werden soll.

Alle obengenannte — devonische, Übergangs-, unter- und mittelcarbonische Ablagerungen — streichen in dem untersuchten Gebiete NW.—SO., mit der allgemeinen Richtung der Falten im Donetzbecken übereinstimmend (die Richtung des Verflachens der Schichten ist hier am meisten gegen NO. 10—30°). In dem vom Verfasser untersuchten Gebiet sind auch einige andere Dislokationserscheinungen, besonders Verwerfungen hervorzuheben, welche nahe der Grenze des unteren Carbons und seines Liegenden verlaufen; diese Verwerfungen folgen entweder ungefähr dem Streichen der Schichten nahe, oder einer dazu senkrechten Richtung. Mit diesen Verwerfungen hängen die Entblößungen der porphyrischen Gesteine zusammen [2]. Faltungen sind im gegebenen Gebiet von geringer Bedeutung.

Spirifer medius Lebed. n. sp.

Die Schalen dieser Art haben gleiche Länge und Breite. Z. B. haben drei Exemplare unserer Sammlung folgende Dimensionen.

	Länge	Breite	Dicke	Arealänge
I.	44 mm	45 mm	23 mm	25 mm
II.	46 mm	50 mm	—	28 mm
III.	50 mm	50 mm	30 mm	34 mm

Es gibt Exemplare, welche größere Dimensionen bis zu 65 mm Länge haben. Die Ventralschale ist etwas mehr gewölbt als die Dorsalschale, wie man auf Fig. 6 sieht. Der Schloßrand ist viel kürzer als die größte Breite der Schale (s. Fig. 1, 3, 5), da die Area nicht lang ist. Daher verbindet sich der Schloßrand mit

[1] Die unbedeutenden Listen der fossilen Fauna, welche für diese Stufe von einigen Untersuchern des Donetzbeckens (s. Nachricht. d. geol. Komit. zu Petersburg, T. XII. No. 3—4, V, T. XIII. No. 4, VIII, T. XIV. No. 8—9. XII) gegeben sind und auf welchen die Gliederung der mittleren Abteilung des Donetzcarbons in sechs Stufen fußt, können diese Gliederung nicht begründen, wie das auch von Prof. Frech (s. „Steinkohlenformation", Tabelle zu S. 301) gezeigt wurde.

[2] Diese Beziehungen treten auf der geologischen Karte klar hervor, welche einer der Arbeiten des Verfassers (Mater. zur Geologie des Carbons im Donetzgebiet) beigegeben ist.

den Seitenrändern in abgerundeter Linie, und die ganze Schale hat, zufolge der gleichen Entwicklung in Länge und Breite, einen runden Umriß (außer jenem Teile, der dem Schloßrande entspricht).

Die beigefügten Zeichnungen *Sp. medius* zeigen:



Fig. 1. Fig. 2.

Fig. 1. Dorsalschale mit dem Medianseptum und den dieses begleitenden Vertiefungen (auf dem abgelösten Teile der Dorsalschale erscheinen sie als Erhöhungen), mit dem Schloßrande, dem Wirbel und der Area der Ventralschale.

Fig. 2. Ventralschale desselben Exemplars.

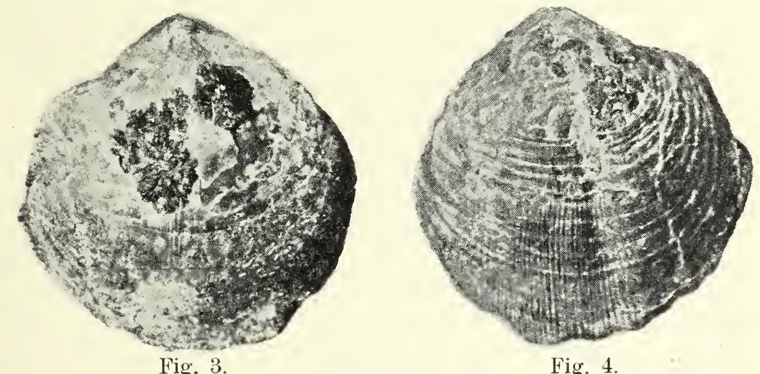


Fig. 3. Fig. 4.

Fig. 3. Dorsalschale mit dem Wirbel und der Area der Ventralschale.

Fig. 4. Ventrale des gleichen Exemplar mit Sinus-, mit Rippung und Anwachsstreifen.

Der Wirbel der Ventralschale ist nicht sehr stark gebogen, so daß die dreieckige Öffnung der Area von ihm nur in ihrem oberen Teile bedeckt ist. Der Wirbel der Dorsalschale ist stumpf, nicht stark gebogen. Die Area ist dreieckig, glatt oder mit feinen

Streifen der Länge nach bedeckt. Ihre Fläche ist im Sinne ihrer Biegung konkav. Die Höhe der Area ist viel geringer als ihre Länge. Die Ventralschale hat einen Sinus, welcher nahe dem Wirbel ziemlich schmal und nicht tief ist, sich gegen den Stirnrand aber erweitert. Die Seiten des Sinus gehen unbemerklich in die übrige Fläche der Schale über (s. Fig. 2, 4). Die Dorsalschale hat einen mittleren aber sehr schwach ausgedrückten Sattel (s. Fig. 1, 3). Die ganze Fläche beider Schalen ist mit sehr feinen Rippen bedeckt, deren Zahl sich durch Dichotomierung vermehrt; daher erscheinen die Rippen auf der ganzen Fläche der Schale gleich stark. Ihre Zahl beträgt meistens 12—14 auf 10 mm. Unter der Lupe kann man außer den Längsrippen auch die An-



Fig. 5.



Fig. 6.

Fig. 5. Dorsalschale mit Sattel und Rippung.
Fig. 6. Seitenansicht des Exemplars der Fig. 4.

wachszeichen als konzentrische Streifen, die eng aufeinander folgen, sehen[1]. Die Steinkerne der Dorsalschale (s. Fig. 1) zeigen ein langes Septum, welches vom Wirbel ausgeht und von ziemlich langen Vertiefungen auf beiden Seiten begleitet ist.

Wie früher gezeigt, ist diese Art in dem Kalkstein, der unter der Stufe mit *Spirifer tornacensis* liegt, gefunden; sie besitzt nach ihrer Gestalt größere Ähnlichkeit mit devonischen, als carbonischen *Spiriferen*. Etwas ähnlich sind nur *Sp. recurvatus* de Kon.[2] und *Sp. rostellatus* Hall.[3]. Aber diese beiden Arten zeichnen sich vor *Sp. medius* durch eine stärkere Entwicklung der Schale nach

[1] Gröbere Anwachsstreifen sieht man mit unbewaffnetem Auge (s. Fig. 4, 5).

[2] De Koninck, Description des animaux fossiles de Belgique. p. 211. Pl. XVI, Fig. 5 a, b, c. Diese Art ist in der späteren Arbeit von de Koninck von der belgischen Fauna nicht beschrieben.

[3] Hall, Report of the geolog. Survey of the state of Iowa. Vol. I. Part II. p. 641. Pl. XX, Fig. 2 a, b, c.

der Länge, durch gröbere Rippen und durch eine größere Höhe der Area aus.

Von *Sp. glinkanus* Vern.[1] unterscheidet sich *Sp. medius* in der Gestalt des Sinus und des Sattels, die bei *Sp. glinkanus* von der übrigen Fläche der Schale scharf abgegrenzt sind; daher ist der Stirnrand der letztgenannten Art mit einem mittleren Ausschnitte versehen.

Sp. medius ist im Donetzbecken (in der Gegend des Flusses Kalmius und seiner Nebenflüsse) und im Ural gefunden (Sammlung des geol. Komit. zu Petersburg, vom Chefgeologen Krasnopolsky in der Stufe C_1^1 gesammelt). Die Exemplare aus dem Ural zeichnen sich vor denen des Donetzbeckens durch etwas konvexen Sattel der Dorsalschale aus, welcher daher ziemlich deutlich aus der übrigen Fläche der Schale herausragt.

Grundzüge einer Systematik der triadischen Ammoneen.

Von **Gustav von Arthaber.**

Mit 3 Textfiguren.

Die Beschreibung eines interessanten Cephalopodenmateriales der albanischen Untertrias[2], welche unsere Aufmerksamkeit besonders deshalb in Anspruch nimmt, weil ihr Habitus vollkommen von jenem der untertriadischen Cephalopodenfauna des Mediterrangebietes abweicht und sich durch seine Mannigfaltigkeit als ein Teil der indischen Fauna erweist, bot den willkommenen Anlaß, die Systematik näher zu untersuchen, welche gegenwärtig in Monographien und Lehrbüchern Verwendung findet.

Zur diagnostischen Behandlung jenes albanischen Materiales mußte aus dem oben angegebenen Grunde die untertriadische Fauna in ihrer Gesamtheit herangezogen werden und dadurch konnte ein allgemeiner Überblick über den heutigen Stand unserer Kenntnis der triadischen Cephalopoden überhaupt gewonnen werden, die sich oft nur zwangsweise in die bisher verwendete Systematik einordnen lassen. Nicht nur betreffs Auffassung der Gattungen und ihrer Vereinigung zu Familien, sondern besonders in der Auffassung der genetischen Gruppen ergaben sich bedeutende Differenzen gegen die herkömmliche Art der Systematik, welche kein Bild der Entwicklung des Stammes gibt, sondern ein Haufwerk von wirr durcheinander laufenden genetischen Einzellinien zeigt, die sich zu keinen Einheiten höherer Ordnung vereinigen.

---

[1] Verneuil, Geol. de la Russie d'Europe et des montagnes de l'Oural. Vol. II. Paléontologie. p. 170. Pl. III. Fig. 8a, b, c, d, e, f.

[2] G. v. Arthaber, Die Trias von Albanien. Beiträge zur Paläont. und Geologie Österreich-Ungarns. 24. p. 169—277. Taf. XVII—XXIV. Wien, Braumüller. 1911.

Wie unbefriedigend dies für den Fachmann ist, illustriert die auffallende Tatsache, daß z. B. C. Diener in seinen zahlreichen älteren Arbeiten über die asiatischen Cephalopodenfaunen (1895—1908) die Gruppierung des reichen Materiales nach den systematischen Einheiten: Ordnung, Familie, Gattung usw. vorgenommen hatte, während in seiner letzten Monographie[1] (1909) nur mehr Gattung neben Gattung ohne bestimmte systematische Folge und Gliederung gestellt wird.

Mit dem abfälligen Urteil über die Unbrauchbarkeit der bis jetzt in der Trias verwendeten Systematik soll aber keineswegs ein Vorwurf gegen die Verfasser unserer Lehrbücher verbunden sein, welch letztere bis zu einem gewissen Grade maßgebend auch für die in den Monographien verwendete Systematik sind. Stets wird es Aufgabe des Spezialisten sein, eine derartige Spezialfrage zu lösen. Da aber ein Einzelner innerhalb einer bestimmten Zeit und trotz größter Mühe nicht Spezialist auf allen Gebieten werden kann, deshalb kann das Lehrbuch eines einzelnen Verfassers in der Systematik nie gleichwertig in allen Gruppen auch sein und allen Anforderungen vollständig genügen.

Daß wir in der Systematik der triadischen Cephalopoden bei dem heutigen Chaos angelangt sind, hat gewissermaßen seine historische Begründung.

Die heutige Systematik geht im allgemeinen auf die Cephalopodenarbeiten E. von Mojsisovics' speziell auf dessen „Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz“ 1882 zurück. Sie wurde dann von K. von Zittel ziemlich unverändert in das „Handbuch“ übernommen, findet sich mit ihren wenigen, umfangreichen Familien auch heute noch in der neuesten Auflage der „Grundzüge“ in etwas erweiterter Form wieder und zeigt nur in Hyatt's englischer Bearbeitung eine Hypertrophie an „Familien“, die wieder in das andere Extrem verfällt. Hyatt's Systematik ist nicht auf die Sutur*stadien*, sondern auf die Gestalt der Sutur*sättel* allein basiert. Es entstehen dadurch Teilungen in große Gruppen, welche aber die heterogensten Elemente enthalten. Eine weitere Gruppierung bringt z. T. ganz abweichende, z. T. natürlich zusammengehörige Formen in engere phylogenetische Beziehung, aber das Endergebnis dieser Behandlung der Materie ist in meinen Augen keine übersichtliche Vereinigung, sondern eine minutiöse Zerfaserung des ganzen Stoffes, aus der sich eine Phylogenie nicht ergibt.

Erst nach 1882 sind allmählich die großen, verschieden alten Faunen der asiatischen Trias bekannt geworden, welche nun schlecht und recht in den alten systematischen Rahmen hineingepreßt worden sind; daher die Fülle der Details ohne rechten phylogenetischen

[1] A. von Krafft and C. Diener, Lower Triassic Cephalopoda from Spiti, Malla Johar and Byans. Memoirs geol. Surv. of India, Palaeont. Indica. Ser. XV. 6. Mem. No. 1. 1909.

Zusammenhang höherer Ordnung. In systematischer Beziehung ging die Übersicht total verloren, so daß der oben erwähnte Ausweg DIENER's logisch vollkommen begründet war. Allerdings ist damit die phylogenetische Zusammengehörigkeit der Formen vollständig verloren gegangen und wir sind wieder auf den rein deskriptiven Standpunkt von BUCH und BEYRICH zurückgekommen.

Im Zusammenhang ist über die Entwicklungsstadien des Cephalopodenstammes im Paläozoicum und in der Trias im ganzen nur wenig gearbeitet worden, mit Ausnahme von E. HAUG[1] und F. FRECH[2]. Ersterer hat sich vorwiegend mit den paläozoischen Ammoneen befaßt und die triadischen anhangsweise in Beziehung zu ihnen gebracht, Letzterer hat die Cephalopoden mehr vom praktischen Bestimmungs-, oder auch vom stratigraphischen Standpunkte aus gruppiert und ist dadurch zu Gruppen und Stämmen gekommen, die mir zum Teil nicht recht akzeptabel erscheinen. J. PERRIN SMITH[3] endlich übernahm aus den früheren Gliederungsversuchen nur einen Teil älterer Familien, die sich zu 6 Stämmen zusammenfügen. Diese Systematik ist jener HYATT's weitaus überlegen; sie erleichtert die Übersicht und nähert sich, wenn auch auf anderen Wegen, am meisten der unsern.

Diese Beobachtungen sind der Anstoß für meine systematischen Studien gewesen, deren Endzweck war:

1. Der phylogenetischen Zusammengehörigkeit der systematischen Einheiten niederer und höherer Ordnung im Bereiche der triadischen Ammoneen und ihrer Vorläufer nachzugehen;

2. die historisch-stratigraphische Entwicklung der Stämme in Beziehung damit zu bringen;

3. den Einfluß der tiergeographischen Verbreitung auf beide zu untersuchen.

Vielfach sind natürlich die Beziehungen, welche sich aus diesen drei Gesichtspunkten ergeben, und mannigfach ihr Einfluß auf die Auffassung der bisherigen Systematik gewesen.

Als Einteilungsprinzipien höchster Ordnung sind bisher das Fehlen oder Auftreten einer Schalenskulptur (v. MOJSISOVICS, STEINMANN) und die Art der Suturform (ZITTEL, HYATT, HAUG, FRECH) verwendet worden.

Da innerhalb großer sowohl wie kleinerer systematischer Gruppen erst ein leiostrakes, später das trachyostrake, und gegen das individuelle oder Gruppenalter häufig abermals ein leiostrakes

[1] Les Ammonites du Permien et du Trias. Bull. Soc. géol. de France. Série III. **22**. p. 385—412. 1894. — Études sur les Goniatites. Mém. Soc. géol. de Fr. Paléont. Mém. **18**. p. 1—112. 1898.

[2] Lethaea geognost. I. Teil. p. 629 ff.

[3] HYATT and SMITH, The triassic Cephalopod Genera of America. U. S. geol. Surv. Prof. paper. No. 40. Ser. C. Syst. Geol. and Palaeont. **74**. Washington 1905.

Schalenstadium auftritt, deshalb läßt sich für eine primäre Gliederung die Schalenskulptur nicht verwenden.

Weil ferner eine gewaltige Menge von Arten Suturformen besitzt, die sich vollkommen, weitgehend oder nur im allgemeinen ähneln (z. B. *Ceratites, Meekoceras, Beyrichites, Flemingites, Japonites, Monophyllites, Proptychites* u. v. a.), deshalb können weder die Suturform allein, noch auch beide Einteilungsprinzipien vereint eine befriedigende Systematik ergeben. „Familien“, welche von diesen Gesichtspunkten aus gebildet wurden, entsprechen fast nie einer vertikalen Entwicklungslinie, sondern meistens nur einem horizontalen Schnitt durch die Stammesreihen.

Da auch die Mundrandsformen, soweit dieselben überhaupt bekannt geworden sind, nur sehr fragliche Ergebnisse für die Systematik geliefert haben, bleibt als primäres Einteilungsprinzip nur die Wohnkammerlänge übrig, die in Verbindung mit dem Suturtypus — unter dem wir verstehen: ob viel oder wenig Suturelemente zur Ausbildung kommen, ob Adventive vorhanden sind oder fehlen — die gesuchten systematischen Charaktere liefern.

Danach findet eine erste Sonderung der paläozoisch-triadischen Ammoneen in makrodome und mikrodome Formen statt. Da der Entwicklungsgang der Ammonitiden sich erst in der Anlage eines geschlossenen Spiralgehäuses, später in der Tendenz äußert, die Schale wieder abzustreifen, deshalb sind die meisten posttriadischen Ammoneen mikrodom. Als Grenzwert zwischen lang- und kurzkammerigen Gehäusen gilt die Wohnkammerlänge, welche kleiner resp. größer als 1 Umgang ist und von dieser Regel gibt es nur seltene Ausnahmen.

So entstehen innerhalb der Ammonitiden-„Ordnung“ 2 große „Unterordnungen“: die Mikrodoma, welche wir vom Devon angefangen bis ins Rhät, und die Makrodoma, die wohl gleichalt, wir mit Gewißheit aber erst vom Carbon bis ins Rhät verfolgen können.

Innerhalb beider „Unterordnungen gibt, wie gesagt, der Suturtypus das Kriterium für eine weitere Teilung in „Stämme“, die bei gleichbleibendem Typus eine Sutur besitzen, welche entweder „goniatitisch“, „partit“ oder „ammonitisch“ sein kann, je nach Entwicklungshöhe und geologischem Alter der Formen und deren Skulptur aus denselben Gründen leiostrak oder trachyostrak ist. Daß diese Stämme nebeneinander aufwärts streben, sich verzweigen und zahlreiche Konvergenzformen erzeugen, ist von vornherein klar. Dieselben treten sehr häufig auf und verdunkeln den phylogenetischen Zusammenhang der einzelnen Formen, welcher sich nur dann klärt, wenn wir die leitenden allgemeinen Gesichtspunkte nicht aus den Augen verlieren. Daß gerade innerhalb dieses Tatsachenkomplexes der subjektiven Anschauung ein weiter Spielraum bleibt, ist naheliegend.

Nach Erscheinen meiner Arbeit über die albanische Fauna, welche die gleichen Anschauungen über diese Fragen der Systematik vertritt, werde ich von befreundeter Seite darauf aufmerksam gemacht, daß der Gebrauch des Terminus „ceratitisch" in dem weiten, dort angewendeten Sinne (vergl. die folgende Textfigur)

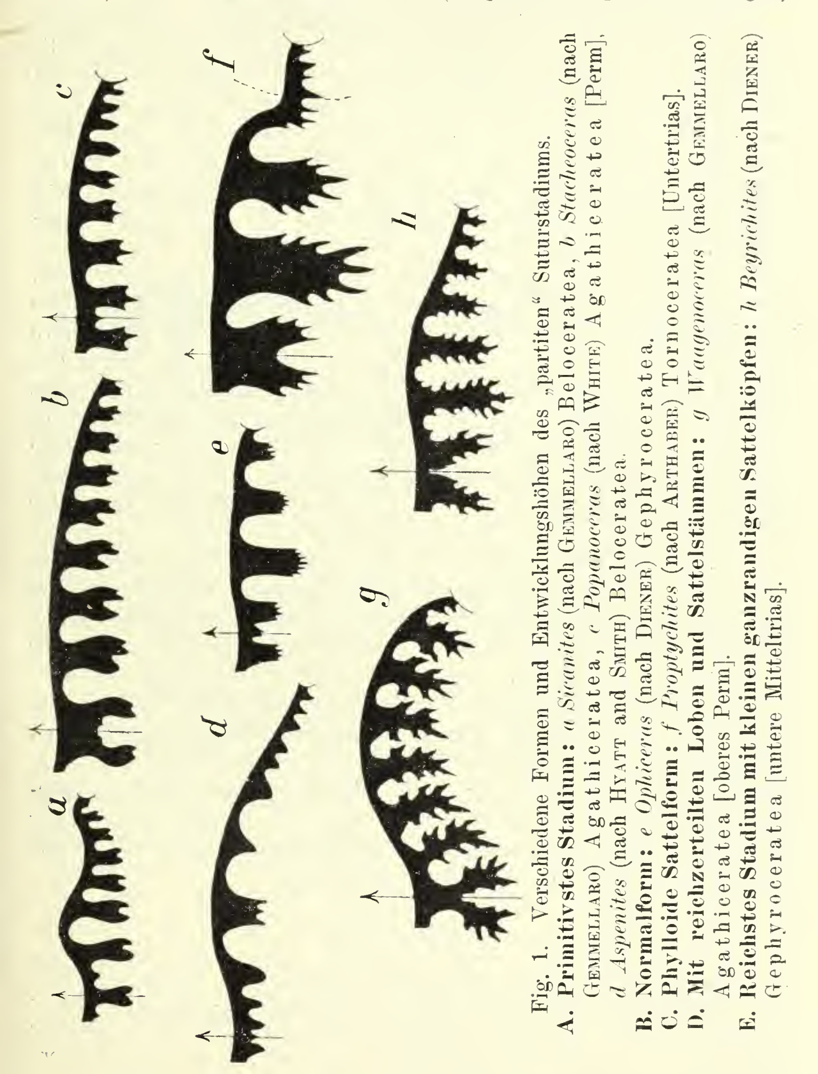


Fig. 1. Verschiedene Formen und Entwicklungshöhen des „partiten" Suturstadiums.

A. **Primitivstes Stadium:** *a Sicanites* (nach Gemmellaro) Beloceratea, *b Stacheoceras* (nach Gemmellaro) Agathiceratea, *c Popanoceras* (nach White) Agathiceratea [Perm], *d Aspenites* (nach Hyatt and Smith) Beloceratea.

B. **Normalform:** *e Ophiceras* (nach Diener) Gephyroceratea.

C. **Phylloide Sattelform:** *f Proptychites* (nach Arthaber) Tornoceratea [Untertrias].

D. **Mit reichzerteilten Loben und Sattelstämmen:** *g Waagenoceras* (nach Gemmellaro) Agathiceratea [oberes Perm].

E. **Reichstes Stadium mit kleinen ganzrandigen Sattelköpfen:** *h Beyrichites* (nach Diener) Gephyroceratea [untere Mitteltrias].

zu Irrtümern Anlaß bieten könne und überdies „ceratitisch" als eindeutige Bezeichnung im Sinne v. Buch's erhalten bleiben müsse. Diese Auffassung ist voll berechtigt und ich ersetze daher die Be-

zeichnung „ceratitisch“ in jenem weiten Sinne durch „partit“, also „partites Stadium“ mit den Teilbegriffen: bipartit (vergl. Fig. 1 a), tripartit (vergl. Fig. 1 b, c), ceratitisch (Fig. 1 e, f) usw.; dabei bezieht sich die Tatsache der „Teilung“ vorwiegend auf die Beschaffenheit der Loben.

Die Bedeutung der Begriffe: „goniatitisch“ mit unzerteilten Loben und Sätteln und den Teilbegriffen lanceolat, stenophyll, euryphyll etc., sowie „ammonitisch“ mit zerteilten Loben und Sätteln und den Teilbegriffen brachyphyll, phylloid etc., die einst L. v. Buch aufgestellt hatte, sind längst bekannt und zweifellos festgelegt. Schwierigkeit macht nur die Definition des Mittelstadiums „partit“, d. h. eine Sutur mit ganzrandigen Sätteln und zerteilten Loben. Keine scharfe Grenze, wie bei allen Mittelwerten, trennt das „partite“ sowohl vom tieferen, dem „goniatitischen“, wie vom höheren, dem „ammonitischen“ Suturstadium. Wenn auch die logisch-konsequente Durchführung der Begriffsdefinition „partit“ uns relativ leicht die Grenze gegen das tiefere Stadium finden läßt, macht trotzdem die Abgrenzung gegen das höhere, ammonitische Schwierigkeiten, weil die Suturform sich nicht sprunghaft, sondern allmählich weiter fortbildet und unmerklich in das höhere Stadium übergeht. Auch hier kann nur der allgemeine Gesichtspunkt über die Zusammengehörigkeit der Formen leiten, aber es bleibt dennoch dem subjektiven Empfinden ein weiter Spielraum offen.

Innerhalb der „Stämme“ unterscheiden wir nach Suturtypus und Form, Schalengestalt und Skulptur einzelne Familien, welche aus ungleichartigen Gattungen bestehen. Speziell in diesen tieferen systematischen Einheiten äußert sich der Einfluß tiergeographischer Verbreitung am meisten.

Da eine ausführliche Darlegung der Systematik älterer und triadischer Ammoneen mit den unbedingt notwendigen illustrativen Erläuterungen und Beweisen in Vorbereitung ist, soll im Folgenden nur in den allgemeinsten Zügen die neue systematische Gliederung angeführt werden, weil diese von allgemeinerer Bedeutung sein dürfte und in der oben angeführten Arbeit über die „Trias von Albanien“ schon verwendet worden ist.

A. Mikrodoma.

Wie im folgenden weiter ausgeführt werden wird, löst sich die große Gruppe der mikrodomen Ammonitida, deren Wohnkammerlänge kürzer als ein Umgang ist, in 3 Stämme auf, welche wir nach den ältesten Vertretern, den Stammformen, benennen:

I. Stamm: **Beloceratea.**
II. „ **Tornoceratea.**
III. „ **Gephyroceratea.**

Wenn auch die beiden letzten Stämme, wie Fig. 2 zeigt, in ihren Wurzeln, und wie sich herausstellt, auch in ihren Zweigen vielfach gemeinsame Züge und so ziemlich gleiche geologische Verbreitung besitzen, weicht die Entwicklung des ersten Stammes sehr stark ab. Seine diskoidalen, engnabeligen und im allgemeinen glattschaligen Gehäuse besitzen eine aus vielen Elementen bestehende Sutur, in welcher sich zwischen Extern- und Lateralloben Adventive ausbilden, während außerhalb der Naht noch Auxilliarloben auftreten. Jene Adventive bilden sich erst in bestimmtem individuellen Alter aus (vergl. Arthaber, l. c. p. 212 Fig. 8); diesem Adventivstadium geht daher ein adventivfreies voran, indem eine gewisse Annäherung an den Suturbefund bei den zwei anderen Stämmen eintritt. Immerhin kontrastieren die Belo-

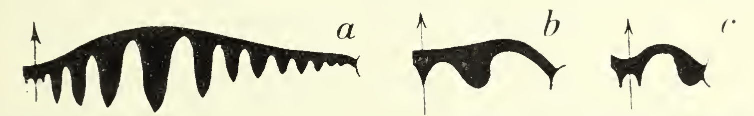


Fig. 2. Suturformen der Stammtypen der mikrodomen Stämme. *a Beloceras* Hyatt (nach Sandberger), *b Tornoceras* Hyatt (nach Haug), *c Gephyroceras* Hyatt (nach Haug), Devon.

ceratea noch durch die Menge der Suturelemente auffallend gegen die einfacher gebauten Suturformen und die meist weiter genabelten und stärker aufgeblähten Formen der Tornoceratea und Gephyroceratea. Während das Entwicklungsmaximum bei letzteren in der Unter- und Mitteltrias liegt, erreichen erstere das Maximum schon im Perm und der Untertrias, doch blühen jüngere Zweige noch reich in der Obertrias.

Zwischen beiden Stämme-Gruppen finden wir Konvergenzformen dort, wo die Adventive schwach oder nur rudimentär ausgebildet sind, z. B. bei einzelnen Noritiden oder Prodromitiden. Zwischen Tornoceraten und Gephyroceraten zeigen z. B. innerhalb der Ptychitiden und Meekoceratiden besonders *Proptychites* und *Meekoceras* eine Fülle von Konvergenzformen, ganz abgesehen von den Bindegliedern innerhalb der Familien ein und desselben Stammes.

Beloceratea sowie Gephyroceratea zerfallen in mehrere Familien, die wir im Folgenden, soweit sie besonders das Paläozoicum und die ältere Trias betreffen, übersichtlich anführen, während die Tornoceratea nur durch eine einzige Familie, von allerdings bedeutendem Umfange, repräsentiert sind.

I. Stamm: **Beloceratea** Arth.

1. Familie: **Beloceratidae** Frech emend. Arth.

Beloceras Hyatt, *Medlicottia* Waag., *Episageceras* Noetl., *Propinacoceras* Gemm., *Sicanites* Gemm., *Pseudosageceras* Dien., *Sageceras* Mojs., *Cordillerites* H. et Sm.

2. Familie: **Noritidae** Waag. emend. Arth.
Pronorites Mojs., *Parapronorites* Gemm., *Daraelites* Gemm.. *Norites* Mojs.

3. Familie: **Prodromitidae** Arth.
Prodromites Sm. et Well., *Hedenstroemia* Waag. (= *Clypites* Waag.), *Aspenites* H. et Sm., *Longobardites* Mojs.?, *Paranorites* Waag.?

4. Familie: **Pinacoceratidae** Mojs.
Beatites Arth., *Pinacoceras* Mojs. s. s., *Pompeckjites* Mojs., *Placites* Mojs.

5. Familie: **Carnitidae** Arth.
Procarnites Arth., *Ussuria* Dien.?, *Lanceolites* H. et Sm., *Arthaberites* Dien., *Carnites* Mojs., *Metacarnites* Dien. (*Bambanagites* Mojs.), *Tibetites* Mojs. *(Para-, Anatibetites)*, *Pseudosirenites* Arth., *Pseudohauerites* Arth.

Weit verbreitet sind die Beloceratea in allen marinen Gebieten, nur fehlen sie der Arktis. Ihr stratigraphisches Vorkommen umfaßt die gewaltige Zeitspanne vom Devon bis Rhät; in der Untertrias finden wir sie besonders in Albanien, schwächer in Westamerika.

II. Stamm: **Tornoceratea** Arth.

Familie: **Ptychitidae** Waag. emend. Arth.

1. Unterfamilie: **Ptychitinae** Arth.
Nannites Mojs., *Paranannites* H. et Sm., *Proptychites* Mojs., *Ptychites* Mojs., *Sturia* Mojs.

2. Unterfamilie: **Gymnitinae** Waag.
Xenodiscus Waag., *Xenaspis* Waag., *Flemingites* Waag., *Proteusites* Hau., *Japonites* Mojs., *Bukowskiites* Dien., *Monophyllites* Mojs. (inklusive *Mojsvarites* Pomp., *Discophyllites* Mojs., *Rhacophyllites* Zittel), *Gymnites* Mojs. (inklusive *Paragymnites* Hyatt, *Anagymnites* Hyatt, *Buddhaites* Dien.).

Wir finden die ältere Gruppe, die Gymnitinae, vom Perm bis Rhät (eventuell mittels *Rhacophyllites* noch im Lias), die jüngere Gruppe, die Ptychitinae, in der Unter- bis Obertrias. Alle Meeresgebiete enthalten zahlreiche Ptychitiden; sie sind besonders reich im asiatischen Anteile der Tethys, relativ schwach in Westamerika vertreten und fehlen wieder der Arktis.

III. Stamm: **Gephyroceratea** Arth.

1. Familie: **Meekoceratidae** Waag. emend. Arth.

1. Unterfamilie: **Lecanitinae** Arth.
Paralecanites Dien., *Lecanites* Mojs., *Ambites* Waag., *Kymatites* Waag.. *Parakymatites* Waag., *Proavites* Arth.

2. Unterfamilie: **Ophiceratinae** Arth.
Ophiceras Griesb. emend. Arth. (= *Gyronites* Waag.).
3. Unterfamilie: **Hungaritinae** Arth.
Hungarites Mojs., *Otoceras* Griesb., *Dalmatites* Kittl ?, *Stacheites* Kittl.
4. Unterfamilie: **Arctoceratinae** Arth.
Arctoceras Hyatt (= Gr. d. *Ceratites polaris*), *Dagnoceras* Arth.
5. Unterfamilie; **Meekoceratinae** Arth.
Meekoceras Hyatt. emend. Arth. (inklusive *Prionolobus*), *Aspidites* Waag. emend. Arth. (inklusive *Kingites* und *Koninckites*), *Prionites* Waag. emend. Arth., *Beyrichites* Waag. (inklusive *Nikomedites* Toula und „*Koninckites*" bei Toula).

2. Familie: **Ceratitidae** Mojs.
3. Familie: **Trachyceratidae** Haug.

Zwischen beiden ist noch eine vierte Familie anzunehmen, welche sich besonders um *Arpadites* gruppiert, vorwiegend obertriadisches Alter besitzt und das meiste von dem umfaßt, was E. v. Mojsisovics (Ceph. d. Hallst. K. II. p. 397 ff.) als Dinaritinen-Gruppe seiner obertriadischen Ceratiten bezeichnete.

Die Verbreitung umfaßt Devon bis Rhät, jedoch sind die drei Familien verschieden alt. Die älteste, Meekoceratidae, lebt vom oberen Perm bis in die untere Obertrias und ist besonders reich im zentralasiatischen, weniger in allen anderen Gebieten verbreitet. Die nächst jüngere, Ceratitidae, beginnt in der Untertrias aller Gebiete und reicht (?) bis in die untere Obertrias; die jüngste Familie, Trachyceratidae, tritt erst in der unteren Mitteltrias auf und erreicht in der Obertrias das Maximum.

Da in der albanischen Untertrias die Ceratiden nur als *Tirolites* auftreten, die Trachyceratiden überhaupt noch fehlen, deshalb sind die jüngeren Geschlechter derzeit noch nicht bis ins Detail durchgearbeitet, weshalb wir uns vorerst nur auf die summarische Angabe dieser Familien beschränken.

Der ganze Formenkomplex ist universell verbreitet.

B. Makrodoma.

Die beiden makrodomen Stämme, welche sich durch den Besitz einer langen Wohnkammer, deren Länge größer als eine Umgangslänge ist, auszeichnen, benennen wir nach ihren ältesten Vertretern Gastrioceratea und Agathiceratea. Sie besitzen anscheinend ein etwas geringeres Alter als die mikrodome Gruppe, da sie erst vom Carbon an sicher nachzuweisen sind. Aus den oben angegebenen Gründen aber

scheint dies geringere Alter noch nicht zweifelsfrei sichergestellt zu sein.

Die Hauptmasse beider Stämme hat eine globose, enggenabelte Gestalt, doch wird in beiden Gruppen eine weitgenabelte Nebenreihe ausgebildet. Diesen gemeinsamen Momenten steht als trennendes die Entwicklung der Suturlinie entgegen, da wir bei den Gastrioceratea nur eine geringe, bei den Agathiceratea dagegen eine größere Anzahl von Suturelementen schon im Obercarbon angelegt finden. Diese weitgehende Differenzierung beider Stämme bleibt durch alle drei Suturstadien bis in die Obertrias bestehen.

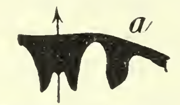




Fig. 3. **Suturformen der Stammtypen** der makrodomen Stämme. *a Gastrioceras* Hyatt (nach Gemmellaro), *b Agathiceras* Gemm. (nach Gemmellaro). Perm.

Der Stamm der Gastrioceratea scheint enggeschlossen bis ins Perm aufzustreben; in der Untertrias findet eine reiche Zerteilung in Zweige statt, welche Mittel- und Obertrias reich mit Tropitiden bevölkern; noch in der Obertrias entwickelt sich eine neue große Gruppe, die Haloritiden. Bei den Agathiceratea dagegen tritt nach reicher Teilung im Perm, in der Untertrias ein Rückschlag ein, alte Zweige sterben ab, neue beginnen erst in der Mittel- und Obertrias zu treiben, die Arcestiden und Cladiscitiden, und zwischen beiden vermitteln nur wenige harte Dauertypen.

Beide Stämme zerfallen in eine Anzahl von Familien und bilden ein Äquivalent der mikrodomen Tornoceratea und Gephyroceratea.

IV. Stamm: **Agathiceratea.**

1. Familie: **Agathiceratidae** Arth.
   Agathiceras Gemm., *Adrianites* Gemm. (s. restr. Arth.), *Lobites* Mojs.
2. Familie: **Sphingitidae** Arth.
   Hoffmannia Gemm., ?*Doryceras* Gemm., *Prosphingites* Mojs., *Sphingites* Mojs.
3. Familie: **Arcestidae** Arth. (**non** Mojs.)
   1. Unterfamilie: **Popanoceratinae** Hyatt (s. restr. et emend. Arth.).
      Popanoceras Hyatt, *Parapopanoceras* Haug, *Megaphyllites* Mojs.
   2. Unterfamilie: **Cyclolobinae** Arth.
      Stacheoceras Gemm., *Hyattoceras* Gemm., *Cyclolobus* Gemm., *Joannites* Mojs.

3. Unterfamilie: **Arcestinae** Arth.
Waagenoceras Gemm., *Proarcestes* Mojs., *Arcestes* Suess, *Didymites* Mojs.

4. Familie: **Cladiscitidae** Zittel.
Procladiscites Mojs., *Cladiscites* Mojs., *Psilocladiscites* Mojs., *Paracladiscites* Mojs.

Die Agathiceratea erreichen ein erstes Maximum im Perm, ein zweites in der Obertrias und besitzen eine Lebensdauer vom Carbon bis Rhät. Die ältesten Vertreter führen die Ablagerungen des marinen Obercarbon und wir kennen sie vorläufig aus Europa und Westamerika. Gleichweit verbreitet, aber in größerer Formenmenge treten sie im marinen Perm von Sizilien, Ural, Salt Range, Westamerika und Westaustralien auf. Die Hauptmasse der jüngeren Agathiceraten beherrscht die Mittel- und Obertrias; sie zeichnet sich durch großen Formen- und Individuenreichtum aus und beherrscht als Arcestiden und Cladisciticiden die jungtriadischen marinen Ablagerungen der ganzen Erde.

V. Stamm: **Gastrioceratea** Arth.

1. Familie: **Acrochordiceratidae** Arth.
Acrochordiceras Hyatt, *Stephanites* Waag., *Pseudosibirites* Arth., *Sibirites* Mojs.

2. Familie: **Tropitidae** Mojs. (s. restr. Arth.)
Protropites Arth., *Prenkites* Arth., *Columbites* H. et Sm., *Thanamites* Dien., *Isculites* Mojs., *Styrites* Mojs., *Sibyllites* Mojs., *Haidingerites* Mojs., *Tropites* Mojs.

3. Familie: **Haloritidae** Dien. (= Subfam. Mojs.).
Halorites Mojs., *Jovites* Mojs., *Sagenites* Mojs., *Juvavites* Mojs., *Barrandeites* Mojs., *Leconteia* H. et Sm., *Tardeceras* H. et Sm.

4. Familie: **Celtitidae** Arth.
Celtites Mojs., *Tropiceltites* Mojs.. *Margarites* Mojs.

Von ähnlichem Alter wie der frühere Stamm sind auch die Gastrioceratea vom Obercarbon bis ins Rhät verbreitet. Sie erreichen ihr Maximum in der oberen Mitteltrias und unteren Obertrias und sind auch in der Untertrias schon relativ gut vertreten; erst in der unteren Obertrias erlangen sie durch die individuenreichen Tropitiden und Haloritiden eine ähnlich weltweite Verbreitung wie die Arcestiden und Cladiscitiden. Die weitnabelige Gruppe der Celtitiden reicht mit gleichen Familienmerkmalen und enggeschlossenem Formenkreise aus dem Perm bis ins Rhät.

Aus den obigen Ausführungen ergibt sich zwingend als Konsequenz, daß die Ammonitidenfauna der Trias polyphyletischen Ursprungs ist. Rücklaufend lassen sich die Stämme z. T. bis ins Devon, z. T. weniger weit verfolgen. Dieses Ergebnis mag durch den zufälligen Stand unserer Kenntnis oder durch feststehende

Tatsachen bedingt sein, aber sicherlich sind die Stämme nicht von gleichem Alter. Ob auch Polyphyllie für kleinere genetische Gruppen, z. B. für Gattungen angenommen werden kann, wie es in jüngster Zeit geschehen ist, erscheint mir recht fraglich. Viel weitgehender, als gewöhnlich angenommen wird, scheint mir hingegen die Konvergenz der Formen zu sein, und zwar insbesondere in den einzelnen tiergeographischen Verbreitungsbezirken.

Zur Beendigung der Diskussion mit Herrn K. Andrée.

Von **R. Lachmann.**

Die Vorwürfe von K. Andrée[1] kommen verspätet. Die physikalische Begründung für die von mir geäußerten Anschauungen über autoplaste Vorgänge bei der Umbildung von Salzgesteinen liegt bereits seit November 1911 vor in einer Arbeit von Svante Arrhenius zur Physik der Salzlagerstätten[2].

Hier ist von autoritativer physikalischer Seite eine vollkommene Bestätigung der Schlußfolgerungen gegeben, zu denen ich auf Grund der geologischen Tatsachen gelangt bin.

Wo sie von meinen bisherigen, stets nur als vorläufig gegebenen Erklärungen abweichen, trete ich um so lieber den Arrhenius'schen Ansichten bei, als ich in einem Briefwechsel mit dem Stockholmer Meister für manche dieser Deutungen Anerkennung gefunden habe, während andere als physikalisch unhaltbar aufgegeben werden müssen. Eine erneute Darstellung der so gewonnenen Anschauungen befindet sich bereits im Druck in der Geologischen Rundschau.

Es besteht daher für mich kein Grund, dem Wunsche Herrn Andrée's nicht nachzukommen und die Diskussion hier bis auf weiteres abzubrechen.

Breslau, den 11. März 1912.

Miscellanea.

Ein Institut für chemische, physikalische und mineralogische Forschungen ist von der Akademie der Wissenschaften in St. Petersburg begründet worden. Es soll zur Erinnerung an den russischen Naturforscher Michael Lomonossow, dessen 200. Geburtstag im November 1911 gefeiert wurde, Lomonossow-Institut heißen.

Druckfehlerberichtigung.

Centralbl. 1911. p. 759 Z. 1 von unten statt 1911. II. Ref. lies: 1912. I. -18-.

[1] Dies. Centralbl. 1912. p. 129. Abs. 1

[2] Meddel. k. Vetensk. Akad. Nobelinst. 2. 1912. No. 20. Vergl. auch R. Lachmann, Ueber die Bildung und Umbildung von Salzgesteinen. Jahresber. d. Schles. Ges. f. vaterl. Kultur 1912. (Vortrag v. 15. Febr. 1912.)

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. Mai 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1912. No. 9.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Räumliche ternäre Kristallisationsmodelle für den Unterricht in physikalisch-chemischer Mineralogie.

Von **H. E. Boeke** in Halle a. S.

Mit 14 Textfiguren.

Seitdem nunmehr auch Dreistoffsysteme in den Kreis der experimentellen mineralogischen Forschung hineingezogen werden, ist es erwünscht, für den Unterricht Raummodelle zu besitzen, welche die einfachsten Typen der hier obwaltenden Verhältnisse darstellen. Zu diesem Zweck habe ich zunächst sechs verschiedene Modelle konstruiert und den Vertrieb derselben der Firma Dr. F. Krantz in Bonn überlassen.

Es sind in diesen Modellen nur die Fälle dargestellt, daß entweder keine Verbindungen der drei Komponenten auftreten, oder nur eine binäre Verbindung oder schließlich eine ternäre. Ist einmal die richtige Anschauung für derart einfache Systeme mit Hilfe der Modelle gewonnen, so läßt sich das Zusammenvorkommen mehrerer binärer oder ternärer Verbindungen an der Hand projektiver Zeichnungen in der Ebene leicht erläutern. Die allgemeinen Grundsätze, die dabei gelten, treten schon in den erwähnten sechs Raummodellen zutage. Die Möglichkeit der Bildung zweier oder dreier nicht mischbarer Schmelzen wurde bei diesen Modellen nicht in Betracht gezogen, weil sie für die mineralogisch-petrographische Forschung bislang von untergeordneter Bedeutung ist; auch ist das Auftreten der Dampfphase unberücksichtigt geblieben wegen des bisherigen Mangels an mineralogisch wichtigen Beispielen. Weiterhin gelten die Modelle für konstanten Druck. Die ternäre Mischkristallbildung wird eventuell später noch in Modellen erläutert werden, obwohl der räumlichen Darstellung der mit den Schmelzen im Gleichgewichte stehenden ternären Mischkristalle gewisse Schwierigkeiten im Wege sind.

Die Figuren 1 und 2 geben eine photographische Abbildung der Modelle. Die Seite des Grunddreiecks hat eine Länge von 33 cm, die Höhe beträgt ca. 36 cm.

Die Eigenschaften der ternären Kristallisationsdiagramme wurden zuerst eingehend von Bakhuis Roozeboom[1] beschrieben,

[1] H. W. Bakhuis Roozeboom, Zeitschr. f. phys. Chemie. 1893. 12. p. 359—389.

nachdem einige grundlegende Beziehungen derselben schon lange Zeit vorher (1875) von W. Gibbs abgeleitet worden waren. Die erschöpfende Behandlung findet sich bei Schreinemakers[1], auf dessen Werk hier besonders verwiesen sei.

Die Darstellung in den Modellen geschah auf die übliche Weise mit Hilfe eines horizontalen gleichseitigen Dreiecks für die Zusammensetzung des Gemisches (Koordinaten parallel den

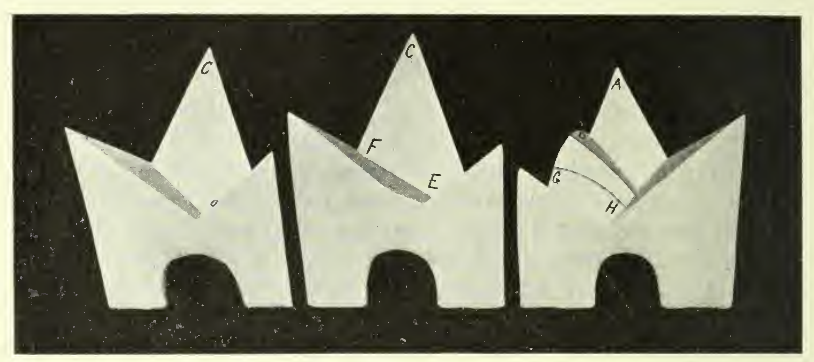


Fig. 1.

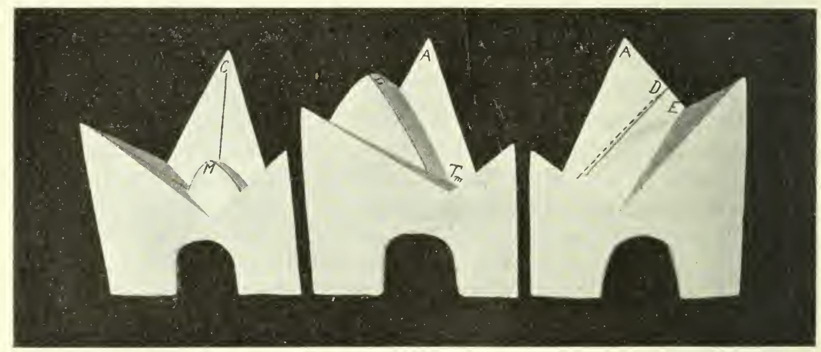


Fig. 2.

Dreiecksseiten) und einer dazu senkrecht stehenden Temperaturachse. Es wurden die nachfolgenden Fälle gewählt.

1. Nur die drei Komponenten kristallisieren aus der Schmelze aus, Verbindungen treten nicht auf. Mineralogische Beispiele sind noch nicht bekannt, dagegen gehört das System Blei—Zinn—Wismut diesem Typus an (Charpy, Shepherd).

---

[1] F. A. H. Schreinemakers, Die heterogenen Gleichgewichte. 3. Tl. 1. Braunschweig 1911.

Schmelzpunkte . . . . . 325° (Pb), 232° (Sn), 268° (Bi).
Binäre Eutektika . . . 182° (Pb—Sn), 127° (Pb—Bi), 133° (Sn—Bi).
Ternäres Eutektikum . 96°.

2. Eine Komponente A ist dimorph mit enantiotroper Umwandlung, der Umwandlungspunkt liegt oberhalb der Temperatur des Eutektikums A, B und unterhalb derjenigen des Eutektikums A, C (vergl. Fig. 5). Die „Modifikationskurve" FG (Schreinemakers a. a. O. S. 53) ist horizontal. Die instabile Verlängerung der Ausscheidungsflächen der beiden Modifikationen liegt jedesmal in einem heterogenen Gebiet, d. h. die Löslichkeit in der ternären Schmelze ist für die stabile Modifikation kleiner als für die instabile.

Beispiel dieses Typus: Pseudowollastonit—Wollastonit im System $CaO—Al_2O_3—SiO_2$[1]. Hier erreicht jedoch die Ausscheidungsfläche für Wollastonit die Prismenseite für das binäre System $CaO—SiO_2$ nicht, ihre Umgrenzung liegt vielmehr ganz innerhalb des Prismas. (Die Temperaturen der Eutektika $CaSiO_3—SiO_2$ und $CaSiO_3—Ca_2SiO_4$ liegen oberhalb der Umwandlungstemperatur von 1190° für Pseudowollastonit—Wollastonit).

3. Es bildet sich eine binäre Verbindung AB mit kongruentem Schmelzpunkt; die Ausscheidungsfläche für AB schneidet die Fläche für die Komponente C, zwei ternäre Eutektika sind vorhanden.

Besonders ist zu beachten, daß die Fläche für AB von dem höchsten Punkte D (Schmelzpunkt der reinen Verbindung) nach dem Prismeninnern sofort abfällt. Eine horizontale Tangente ist nur in der Seitenfläche A, B des Prismas vorhanden.

Beispiel: Das System $Na_2SO_4—NaCl—NaF$ mit dem Doppelsalze $Na_2SO_4 . NaF$[2].

Im Modell 3 ist die Ausscheidungsfläche für die Verbindung AB so konstruiert, daß in einem gewissen Gebiet die Ausscheidungstemperatur von AB aus der binären Schmelze durch Zufügung der dritten Komponente C erhöht wird (vergl. die Isothermen in Fig. 3 und Schreinemakers, p. 145). Die Linie GH auf dem Modell geht durch ein Maximum, so daß ein weiterer Zusatz von C Gefrierpunkterniedrigung hervorruft.

4. Eine ternäre Verbindung ABC mit kongruentem Schmelzpunkt tritt auf, die Lage der Flächen ist derart, daß drei ternäre Eutektika gebildet werden. Der Schmelzpunkt M der reinen Verbindung ABC ist das Maximum der inneren kuppelförmigen Ausscheidungsfläche. Diese Fläche besitzt in M eine horizontale Berührungsebene. Jeder beliebige Vertikalschnitt durch M zeigt

[1] E. S. Shepherd und G. A. Rankin, Zeitschr. f. anorg. Chemie. 1911. 71. p. 19—64.

[2] A. Wolters, N. Jahrb. f. Min. etc. 1910. Beil.-Bd. XXX. p. 55—95.

also ein Maximum in M (Unterschied gegenüber der binären Verbindung).

Beispiel für eine kongruent schmelzende ternäre Verbindung: Anorthit im System $CaO - Al_2O_3 - SiO_2$ [1].

Der Fall einer inkongruent schmelzenden ternären Verbindung (ternäres „verdecktes Maximum") ergibt sich aus dem Modell 4 durch eine Verschiebung der Ausscheidungsfläche einer der Komponenten über das Maximum M hinweg. Die Lage der neu entstehenden Schnittlinien der verschiedenen Flächen im Raume ist unten sub c) besprochen (Fig. 8).

5. Eine binäre Verbindung AB mit kongruentem Schmelzpunkt scheidet sich aus der Schmelze aus, jedoch nur bis zu einer gewissen Minimaltemperatur T_m. Unterhalb T_m stoßen die Ausscheidungsflächen für die Komponenten A und B zusammen. Kristallisiert die Verbindung AB aus einer Schmelze aus, so wird sie unterhalb T_m neben der Schmelze instabil und muß daher resorbiert werden. Zwischen T_m und dem Punkte U, wo ein Vertikalschnitt durch die darstellenden Punkte für C und AB die Linie $T_m E$ schneidet (vergl. die Projektion Fig. 9), befindet sich AB im Umwandlungsintervall [2].

Beispiele für eine untere Bildungstemperatur bei ternären Verbindungen:

Carnallit $KCl . MgCl_2 . 6H_2O$ . . . . -21^0 [3]
Tachhydrit $CaCl_2 . 2MgCl_2 . 12H_2O$ . . . . 22^0 [4]

Beispiel für ein Umwandlungsintervall (wofür allerdings nur die obere Grenze zu 40^0 festgelegt wurde):

Ammoniumcarnallit $NH_4Cl . MgCl_2 . 6H_2O$ [5].

---

[1] Shepherd und Rankin, l. c.

[2] Unter der von W. Meyerhoffer (Zeitschr. f. phys. Chem. 1890. **5.** p. 97; vergl. auch J. H. van't Hoff, Bildung und Spaltung von Doppelsalzen. Leipzig 1897 p. 10) herrührenden Bezeichnung „Umwandlungsintervall" wird ein Temperaturintervall verstanden. Bei Temperaturen außerhalb des Umwandlungsintervalls kann eine Verbindung AB_m (oder AB_mC_n) aus einer Lösung in der dritten Komponente C rein auskristallisieren (z. B. Alaun in Wasser), innerhalb des Umwandlungsintervalls dagegen läßt eine Lösung von AB_m in C bei der Entfernung (Verdunsten) von C zunächst eine Komponente, A oder B, ausfallen (z. B. Carnallit in Wasser). Der Begriff des Umwandlungsintervalls hat besonders bei Salzlösungen in Wasser Bedeutung und darf mit der später zu erwähnenden „Umwandlungskurve" nicht verwechselt werden.

[3] J. H. van't Hoff und W. Meyerhoffer, Zeitschr. f. phys. Chem. 1899. **30.** p. 64—88.

[4] J. H. van't Hoff, F. B. Kenrick und H. M. Dawson, Zeitschr. f. phys. Chem. 1902. **39.** p. 27—63.

[5] W. Biltz und E. Marcus, Zeitschr. f. anorg. Chem. 1911. **71.** p. 166—181.

6. Eine binäre Verbindung A_2B kann s ich aus der binären Schmelze von A und B nicht, dagegen wohl aus der ternären Schmelze ausscheiden. Die Verbindung hat daher eine obere Bildungstemperatur aus der Schmelze bezw. ein nach oben abgeschlossenes Umwandlungsintervall. In diesem Modell ist angenommen worden, daß die untere Grenze des Umwandlungsintervalls nicht erreicht wird (die Linie $C-A_2B$ liegt ganz außerhalb der Ausscheidungsfläche für A_2B). Entsprechend ist nur ein ternäres Eutektikum vorhanden.

Beispiel:

Tricalciumsilikat Ca_3SiO_5 im System $CaO-Al_2O_3-SiO_2$[1].

Der Fall einer inkongruent schmelzenden binären Verbindung läßt sich durch eine kleine Verschiebung der Ausscheidungsfläche für die Komponente B aus dem Modell 6 ableiten (vergl. Fig. 11, wo auch eine untere Grenze des Umwandlungsintervalls in U angenommen ist).

Aus Konstruktionsrücksichten sind die Ausscheidungsflächen der drei Komponenten in den Modellen als Ebenen angenommen. Im allgemeinen sind diese Flächen gebogen, jedoch ist die schematische Vereinfachung der ebenen Darstellung der betreffenden Flächen auf die daraus abzuleitenden Eigenschaften ohne Einfluß.

Horizontale Durchschnitte durch die Raumdiagramme ergeben die Isothermen, welche die Löslichkeit der Komponenten und Verbindungen in den ternären Schmelzen bei konstanter Temperatur darstellen. Die Isothermen der Komponenten haben eine Ausbreitung von 60^0, diejenigen der binären Verbindungen von 180^0 und der ternären Verbindungen von 360^0, wie es aus der Lage der Bodenkörper im Konzentrationsdreieck hervorgeht (Komponenten in den Ecken, binäre Verbindungen auf der Seite, ternäre im Innern des Dreiecks). Von diesen Isothermen können jedoch jedesmal Teile instabil werden. Die Projektion der Isothermen auf dem Grunddreieck läßt die homogenen und heterogenen Gebiete für die zugehörige Temperatur leicht übersehen (vergl. für entsprechende Figuren z. B. Schreinemakers, p. 44).

Der oben unter 3 erwähnte Fall der Schmelzpunktserhöhung der binären Verbindung durch Zufügung einer dritten Komponente ist in der Projektion Fig. 3 erläutert. Es sind darin zwei Horizontalschnitte des Modells 3 wiedergegeben, und zwar für die Temperatur von G und vom Maximum J. J liegt dort, wo die Linie GC (Fig. 3) die Isotherme für $t + \Delta t^0$ berührt. Für eine konstante Temperatur t treten Komplexe der Linie GC zunächst in das heterogene Gebiet Lösung + festes D ein und

[1] Shepherd und Rankin, l. c.

von K ab in das Gebiet der homogenen Lösung. Zufügung von C zur binären an D gesättigten Lösung G bewirkt also bei konstanter Temperatur zuerst Ausscheidung, dann Auflösung von festem D.

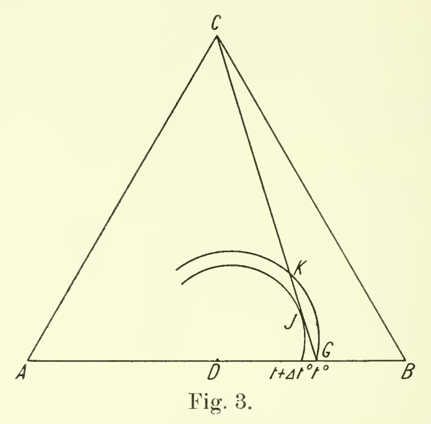


Fig. 3.

Eine Mineralausscheidung aus dem Magma durch Änderung der Zusammensetzung des letzteren (Einschmelzung des Nebengesteins) und darauffolgende Resorption des Ausgeschiedenen, alles bei konstanter Temperatur, dürfte neben der Resorption während der Abkühlung eine häufige Erscheinung sein.

Bei den geschlossenen Isothermen für kongruent schmelzende ternäre Verbindungen ist die Erscheinung der isothermen Ausscheidung und Resorption allgemein möglich.

In den Fig. 4—11 sind die Raumkurven der Diagramme auf das Konzentrationsdreieck projiziert. Die Grenzen der Ausscheidungsfelder der verschiedenen Bodenkörper (in den Figuren sind die Bodenkörper umkreist angegeben) unterscheiden wir nach Bakhuis Roozeboom als Seitenkurven, wenn sie eine Seite des Dreiecks erreichen, und als Mittelkurven, wenn sie ganz innerhalb des Dreiecks liegen. Die beiden Arten von Kurven können als (isobarische) Sättigungskurven zweier Stoffe und in der Projektion als Feldergrenzen oder Grenzkurven bezeichnet werden. Die Richtung der sinkenden Temperatur ist in der Projektion durch Pfeile angegeben. Diese Pfeile deuten daher an, in welcher Richtung sich die Zusammensetzung der Schmelze während der Kristallisation ändert.

Die Haupteigenschaften der Seiten- und Mittelkurven und der Isothermen, die bei der Konstruktion der Modelle maßgebend waren, sind nachfolgend kurz zusammengestellt. Die graphisch und rechnerisch mit Hilfe des thermodynamischen Potentials geführten Beweise finden sich bei Schreinemakers a. a. O.

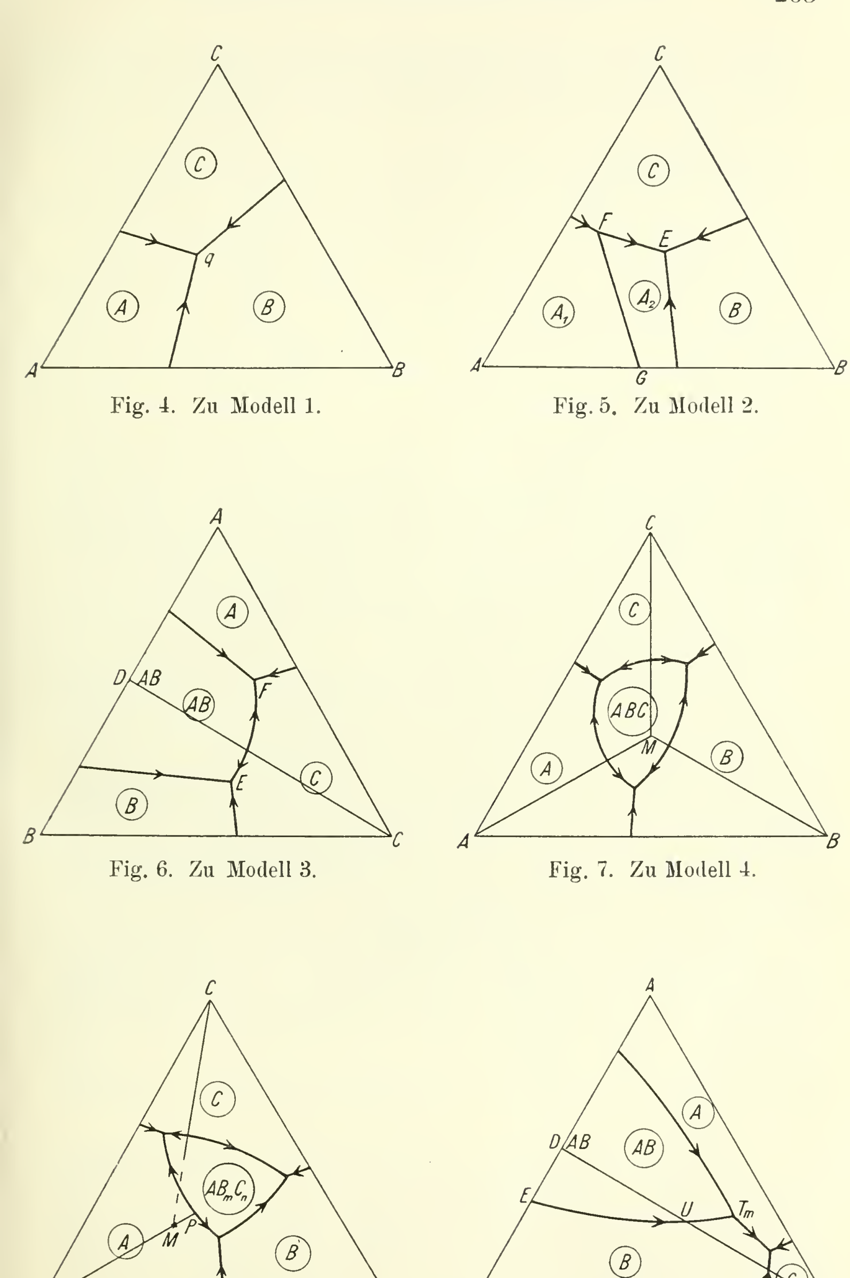


Fig. 4. Zu Modell 1.

Fig. 5. Zu Modell 2.

Fig. 6. Zu Modell 3.

Fig. 7. Zu Modell 4.

Fig. 8.

Fig. 9. Zu Modell 5.

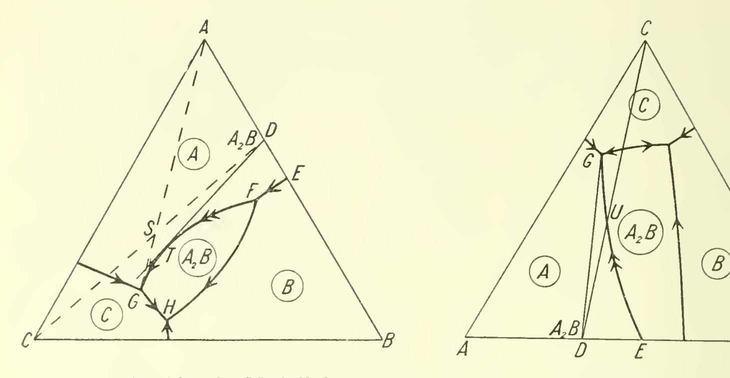


Fig. 10. Zu Modell 6.

Fig. 11.

a) Alle Seitenkurven, mit Ausnahme derjenigen für enantiotrope Umwandlungen fallen von der Prismenseite ab sofort nach tieferen Temperaturen. Die binären Eutektika und inkongruenten Schmelzen binärer Verbindungen sind daher keine Maxima der Sättigungskurven zweier Stoffe in mathematischem Sinne.

b) Seiten- und Mittelkurven für enantiotrope Umwandlungen verlaufen horizontal (vergl. Fig. 5).

c) Wir bezeichnen die gerade Verbindungslinie der darstellenden Punkte zweier Bodenkörper als Konjugationslinie. Schneidet eine Konjugationslinie die gemeinsame Feldergrenze für die beiden zugehörigen Bodenkörper, so stellt der Schnittpunkt ein Temperaturmaximum dar[1]. Diese wichtige (zuerst von Gibbs abgeleitete) Beziehung kann nur für Mittelkurven gelten (vergl. Fig. 6, 7, 8, 11). In Fig. 8 liegt die Schmelze P mit maximaler Temperatur nicht zwischen den Punkten A und M für die zugehörigen Bodenkörper, in den übrigen Figuren dagegen wohl.

Für ein verdecktes ternäres Maximum gilt somit die Beziehung: Wenn die Ausscheidungsfläche für A das Maximum $A B_m C_n$ verdeckt, so besitzt die Sättigungskurve für $A + A B_m C_n$ ein Temperaturmaximum auf der Verlängerung der Verbindungslinie $A - A B_m C_n$.

d) Die Temperatur auf Sättigungskurven zweier Stoffe steigt in der Richtung des Punktes, wo die Verlängerung der Felder-

[1] Mit Hilfe dieser Beziehung kann umgekehrt aus Temperaturmessungen auf den Sättigungskurven die Zusammensetzung eines Bodenkörpers abgeleitet oder wenigstens kontrolliert werden, wenn die Zusammensetzung des anderen zugehörigen Bodenkörpers bekannt ist. Sämtliche gerade Linien durch die darstellenden Punkte des einen Bodenkörpers und des Temperaturmaximums auf der zugehörigen Grenzkurve müssen durch den darstellenden Punkt des unbekannten Bodenkörpers gehen (vergl. Fig. 7).

grenze die Konjugationslinie der zugehörigen festen Phasen schneidet. Diese Beziehung geht aus c) unmittelbar hervor, wenn man die Grenzkurve instabil bis zum betreffenden Schnittpunkte verlängert denkt.

Mit Hilfe der unter a) bis d) genannten Gesetzmäßigkeiten läßt sich also auch ohne Raumfigur aus der Projektion die Richtung der fallenden Temperatur allgemein ableiten[1] (vergl. Fig. 5—11).

e) Liegen die darstellenden Punkte der zu einer Grenzkurve gehörigen Bodenkörper an verschiedenen Seiten der Kurve bezw. ihrer Tangente, so kristallisieren die Bodenkörper bei abnehmender Temperatur gleichzeitig aus. Derartige Kurven (vergl. z. B. EF in Fig. 6) nennt Schreinemakers (a. a. O. p. 81; Schr. betrachtet im allgemeinen die Vorgänge bei steigender Temperatur) nach Bakhuis Roozeboom Schmelzkurven. Liegen dagegen die darstellenden Punkte der beiden Bodenkörper an derselben Seite der Grenzkurve bezw. ihrer Tangente, so wird beim Durchlaufen der Kurve ein Bodenkörper ausgeschieden und der andere gleichzeitig aufgezehrt. Diese Kurven bezeichnet man als Umwandlungskurven. Eine Sättigungskurve ist teilweise Schmelz- und teilweise Umwandlungskurve, wenn aus dem darstellenden Punkte des einen Bodenkörpers eine Tangente an die Sättigungskurve gelegt werden kann[2]. Der Berührungspunkt der Tangente bildet den Übergangspunkt der Schmelz- und Umwandlungskurve. So gilt in Fig. 12 für $u_1 T$ das Schema

$$\text{Lösung } u_1 + B_2 \longrightarrow \text{Lösung } u_2 + B_1,$$

d. h. die Lösung u_1 geht in die Lösung u_2 über, indem ein durch S dargestellter Komplex von Lösung u_1 + festem B_2 im Verhältnis $B_2 S : u_1 S$ (Schwerpunktsbeziehung) sich umwandelt in Lösung u_2 + festes B_1 im Verhältnis $B_1 S : u_2 S$. B_2 wird also aufgezehrt, während B_1 ausgeschieden wird; $u_1 T$ ist eine „Umwandlungskurve". Dagegen lautet für die Schmelzkurve $T u_4$ das Schema:

$$\text{Lösung } u_3 \longrightarrow \text{Lösung } u_4 + B_1 + B_2.$$

Die an der Reaktion beteiligten Mengen ergeben sich wiederum durch Anwendung des Schwerpunktsprinzips, wobei jetzt u_3 in dem von u_4, B_1 und B_2 gebildeten Dreieck liegt.

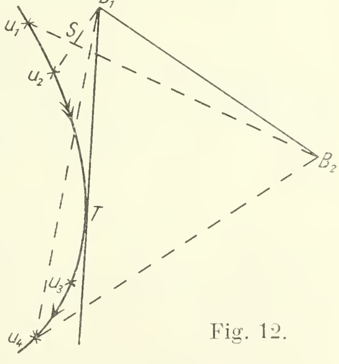


Fig. 12.

[1] Vergl. Fußnote 3 p. 266.

[2] Die Eigenschaften der Feldergrenzen als Schmelz- oder Umwandlungskurven und die zugehörigen Kristallisationsbahnen wurden ausführlich erläutert von W. C. Geer. (Journ. of Phys. Chem. 1904. 8. p. 257—287.)

Die Pfeile auf der Grenzkurve $u_1 u_4$ geben wieder die Richtung der fallenden Temperatur, also die Veränderungsrichtung der Lösung bei der Kristallisation an. In Modell 6 (vergl. Fig. 10) ist der Fall des Übergangs einer Schmelz- in eine Umwandlungskurve dargestellt[1].

Schmelzkurven sind auch bei der Entfernung der festen Phasen Kristallisationsbahnen, Umwandlungskurven dagegen nicht. Die letzteren werden bei der Entfernung (Überkrustung) der ausgefallenen Bodenkörper von den Kristallisationsbahnen überschritten[2]. Sättigungskurven, die auch Schmelzkurven sind, wurden in den Fig. 4—13 mit einfachen Pfeilen, die Umwandlungskurven mit Doppelpfeilen angedeutet[3].

Eine petrographisch wichtige Tatsache, auf welche Brand (l. c. p. 650) aufmerksam macht, kommt in Fig. 11 zum Ausdruck. Schmelzen des Gebiets DUG lassen erst A ausfallen, A wird bei der weiteren Abkühlung wieder vollständig aufgezehrt und kommt in G von neuem zur Ausscheidung („Rekurrenz" einer Mineralausscheidung).

f) Bezüglich der invarianten ternären Punkte bei konstantem Druck (Quadrupelpunkte) als Schnittpunkte dreier Sättigungskurven ergibt sich noch folgendes.

Fällt die Temperatur auf den drei Kurven nach dem Quadrupelpunkte hin ab, so liegt dieser Punkt innerhalb des von den drei Bodenkörpern gebildeten Dreiecks und der Quadrupelpunkt ist ein ternäres Eutektikum. Nennen wir die Bodenkörper B_1, B_2 und B_3, so ist die Reaktion bei Wärmeentziehung

$$\text{Lösung } q \longrightarrow B_1 + B_2 + B_3 \qquad (1)$$

Beispiel: Ein-, zwei- und dreifach in allen sechs Modellen.

---

[1] Von H. Brand (Neues Jahrb. f. Min. etc. 1911. Beil.-Bd. XXXII p. 647) wird für den Übergang der Schmelz- in eine Umwandlungskurve ein willkürlicher Punkt M angenommen. M ist nach Obigem vollständig definiert als Berührungspunkt einer Tangente. Die weitere Annahme von Brand, daß die Sättigungskurve in M einen Knick aufweist, ist unrichtig.

[2] Eine ausführliche Anwendung der Begriffe der Schmelz- und Umwandlungskurven und des Schwerpunktprinzips auf die Bildung der Kalisalzlagerstätten findet sich bei H. E. Boeke, Ein Schlüssel zur Beurteilung des Kristallisationsverlaufs der bei der Kalisalzverarbeitung vorkommenden Lösungen. Kali. 1910. **4.** Heft 13 und 14. Vergl. auch Zeitschr. f. Kristall. 1910. **47.** p. 273—283.

[3] Eine Ergänzung des $CaO—Al_2O_3—SiO_2$-Diagramms von Shepherd und Rankin in bezug auf die Richtung fallender Temperatur auf den Feldergrenzen und ihren Charakter als Schmelz- oder Umwandlungskurven, nach den in a)—e) gegebenen Prinzipien, erleichtert die Deutung der Verhältnisse in diesem Diagramm beträchtlich.

Ein zweiter Typus liegt vor, wenn die Temperatur auf zwei der Kurven nach dem Quadrupelpunkte hin abfällt, auf der dritten in dieser Richtung steigt (wie in Modell 5 und in Modell 6 Punkt G). Die Reaktion im Quadrupelpunkt ergibt sich bei Betrachtung der Figuren 9 und 10 durch Anwendung der Schwerpunktsbeziehung (vergl. unten)

Fig. 9: $AB \longrightarrow A + B$

Fig. 10: Lösung $G + A \longrightarrow A_2B + C$

oder allgemein:

$$\text{Lösung } q + B_1 \longrightarrow B_2 + B_3. \qquad (2)$$

Die Reaktion (2) geht so lange vor sich, bis entweder Lösung q oder das vorhandene B_1 erschöpft ist, was sich aus der Lage des ursprünglichen Komplexes ersehen läßt. (Liegt z. B. in Fig. 10 dieser Komplex innerhalb des Dreiecks CDA, so geht die Lösung G zuerst aus, d. h. das Ganze wird im Punkte G fest; liegt der Komplex dagegen in $\triangle$ CGD, so ist A_{fest} zuerst erschöpft und die Kristallisationsbahn geht an GH entlang nach tieferen Temperaturen bis zum ternären Eutektikum H.

Fällt schließlich die Temperatur nur auf einer Sättigungskurve nach dem Quadrupelpunkte hin, wie in Fig. 10 Punkt F, so ist die Reaktion

$$A + B \longrightarrow A_2B$$

oder allgemein, wenn die drei festen Phasen nicht auf einer Linie liegen,

$$\text{Lösung } q + B_1 + B_2 \longrightarrow B_3 \qquad (3)$$

Wiederum hängt es von der Lage des ursprünglichen Komplexes ab, welche Phase in (3) zuerst ausgeht, ob also das Ganze im Quadrupelpunkte erstarrt oder welche Feldergrenze (z. B. FG oder FH in Fig. 10) weiter als Kristallisationsbahn benutzt wird.

In speziellen Fällen kommt man mit dem Schwerpunktsprinzip immer gleich zum Ziel, wenn man bedenkt, daß bei Wärmeabfuhr stets eine Verringerung der Menge der Schmelze (Lösung) stattfindet. Es sind dann nur drei Fälle möglich.

1. Lösung q liegt innerhalb des Dreicks $B_1 B_2 B_3$ (Reaktionsgleichung 1).

2. Die Konjugationslinie von q und einem der Bodenkörper schneidet die Konjugationslinie der beiden anderen Bodenkörper (Kreuzschema, vergl. s in Fig. 10 und das sub e) zu Fig. 12 Gesagte). Reaktionsgleichung (2).

3. Ein von Lösung q und zwei der Bodenkörper gebildetes Dreieck umschließt den darstellenden Punkt des dritten Bodenkörpers (Gleichung 3).

Schreinemakers (p. 89) nennt invariante Lösungen (Quadrupelpunkte) dieser drei Typen resp. mono-, bi- und trigenetisch.

Bei den bigenetischen Lösungen liegen q und B_1 (Gleichung 2) in „Opposition" bezüglich B_2B_3, d. h. an verschiedenen Seiten von B_2B_3, bei den trigenetischen sind q und B_3 (Gleichung 3) in „Konjunktion" in bezug auf B_1B_2, d. h. an derselben Seite von B_1B_2 (Schr. p. 69). Während die Bezeichnungen mono-, bi- und trigenetisch leicht zu Verwechslungen Anlaß geben, sind die Begriffe „Opposition" und „Konjunktion" nützlich bei der Deutung spezieller Fälle.

g) Für den normalen Fall, daß die Löslichkeit der Bodenkörper im Quadrupelpunkt mit Temperatursteigerung zunimmt, ist die Lage der drei Grenzkurven in diesem Punkt so, daß immer die instabile Verlängerung der einen zwischen die beiden anderen fällt. Für die Zunahme der Löslichkeit mit der Temperatur ist es nötig, daß die Lösungswärme des Bodenkörpers im Quadrupelpunkte p o s i t i v ist. Unter L ö s u n g s w ä r m e versteht man die Wärme, die dem System zugeführt werden muß, um die Mengeneinheit einer festen Phase in einer so großen Menge ihrer gesättigten Lösung aufzulösen, daß die Zusammensetzung der letzteren sich nicht merklich ändert.

Von Schreinemakers wird ausdrücklich nur der Fall einer positiven Lösungswärme und die zugehörige Lage der drei Sättigungskurven im Quadrupelpunkte berücksichtigt[1]. Bei binären Systemen

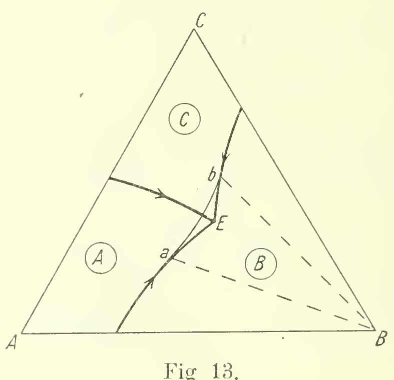


Fig 13.

ist jedoch nicht selten eine mit der Temperatur abnehmende Löslichkeit vorhanden (z. B. wässerige Lösungen von Natriumsulfat, Gips, Calciumchromat, organische Calciumverbindungen) und ähnliches dürfte auch bei den ternären Systemen vorkommen. Eine abnehmende Löslichkeit eines Bodenkörpers bei Temperaturzunahme

[1] Schreinemakers a. a. O. p. 65: „Wir setzen hier, wie in allen folgenden Ableitungen, voraus, daß zur Bildung einer Lösung Wärme zugeführt werden muß . . . "

zeigt sich im Raumdiagramm durch eine abgeneigte Lage der Sättigungsfläche in bezug auf die Vertikale über dem darstellenden Punkt des Bodenkörpers. In der Projektion fallen dann die Ausscheidungsfelder für die drei Bodenkörper beim Quadrupelpunkte teilweise übereinander. In Fig. 13 ist die Lage der Grenzkurven angegeben für den Fall, daß sich ein einfaches Eutektikum der drei Komponenten bildet und B eine negative Lösungswärme in der Lösung E besitzt. Die in Fig. 13 gezeichnete Isotherme ab für B bei einer Temperatur oberhalb T_E zeigt, daß die homogene Lösung E bei Temperaturerhöhung in ein heterogenes Feld für B_{fest} + Lösung gelangt.

Werden die Lösungswärmen für zwei der Bodenkörper im Quadrupelpunkte negativ, so haben zwei Ausscheidungsflächen die abgeneigte („widersinnige") Lage. Der Verlauf der Sättigungskurven und der Isothermen in diesen und in weiteren verwickelteren Fällen soll hier nicht näher verfolgt werden, nur war auf die Bedeutung des Falles hinzuweisen, daß die drei Feldergrenzen im Quadrupelpunkt nicht die normale gegenseitige Lage (die Verlängerung einer der drei Kurven immer von den beiden anderen eingeschlossen) aufweisen [1].

Für die Isothermen gelten noch die folgenden Beziehungen:

h) Die Isothermen auf zwei sich schneidenden Ausscheidungsflächen berühren sich im Maximum der zugehörigen Sättigungskurve der beiden festen Phasen, also auf der Konjugationslinie dieser Phasen. Gleichzeitig berühren die Isothermen die Sättigungskurve selbst (bezw. ihre Projektion) in diesem Punkte.

i) In den binären Eutektika durchschneiden sich die Isothermen. (Berührung würde mit a) in Widerspruch stehen.)

k) Durchschneiden sich zwei Isothermen, so liegen beide entweder innerhalb des Konjugationswinkels (bezw. dessen Scheitelwinkel) oder beide außerhalb desselben, oder schließlich berühren sie gleichzeitig je einen Schenkel des Konjugationswinkels. Eine andere Lage der Isothermen ist unmöglich. Der Konjugationswinkel ($B_1 S B_2$ in Fig. 14) wird gebildet durch die Verbindung des Schnittpunktes S mit den darstellenden Punkten der beiden Bodenkörper. Über die Unterscheidung als Lösungskurven (Isothermen innerhalb des Konjugationswinkels und Verdrängungskurven (Isothermen außerhalb des Konjugationswinkels), vergl. SCHREINEMAKERS p. 71—73.

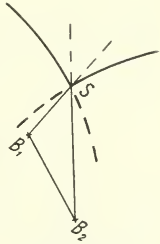


Fig. 14.

[1] Die schematischen Figuren 4—7, 9 und 10 bei BRAND, l. c., sind sämtlich für den abnormen Fall negativer Lösungswärmen gezeichnet.

Ueber die Identität des Baeumlerit mit dem Chlorocalcit.

Von **F. Zambonini** in Palermo.

Vor kurzem hat Herr O. Renner[1], Berlin, eine vorläufige Mitteilung über ein neues Kalisalzmineral veröffentlicht, für welches er den Namen Baeumlerit vorschlägt. Das neue Mineral ist „ein aus der Natur noch nicht bekanntes Salz von der Formel $KCl . CaCl_2$“. Ich muß bemerken, daß ein Mineral obiger Zusammensetzung schon bekannt ist; es ist der Chlorocalcit A. Scacchi's, welcher von dem Entdecker als kristallisiertes Calciumchlorid oder genauer als eine isomorphe Mischung von $CaCl_2$, KCl und $NaCl$ betrachtet wurde, während ich[2] schon vor zwei Jahren bewiesen habe, daß es sich um ein Doppelsalz $KCaCl_3$ oder $KCl . CaCl_2$ handelt.

Die Übereinstimmung zwischen Chlorocalcit und Baeumlerit erstreckt sich auch auf die physikalischen Eigenschaften. A. Scacchi hat die Chlorocalcitkristalle als kubisch beschrieben: sie besitzen eine leichte Spaltbarkeit nach den Würfelflächen. Dieselben drei ausgezeichneten Spaltbarkeiten hat Herr O. Renner in seinem Baeumlerit beobachtet und gefunden, daß sie anscheinend rechtwinklig oder wenigstens annähernd rechtwinklig aufeinander stehen. Der einzige Unterschied zwischen den zwei Mineralien besteht in den optischen Eigenschaften. Während ich kleine Stückchen als isotrop erkannt habe, ist der Baeumlerit optisch zweiachsig, mit intensiver Verzwillingung. Der Widerspruch ist aber nur scheinbar. Wegen Mangel an Material habe ich für die optische Untersuchung nur über wenige Stückchen verfügen können und die optische Prüfung wurde durch die außerordentlich starke Hygroskopizität des Chlorocalcits stark erschwert. Die „intensive Verzwillingung“, welche Herr O. Renner beobachtet hat, spricht vielmehr für sogen. optische Anomalien, welche natürlich nicht leicht festzustellen sind, wenn man nicht genügendes Material zur Verfügung hat[3]. Übrigens habe ich selbst bemerkt, daß der von mir benutzte Kristall rhombisches Aussehen zeigte.

---

[1] Dies. Centralbl. 1912. p. 106.

[2] F. Zambonini, Mineralogia vesuviana. 1910. p. 50.

[3] Auch Herr O. Renner, welcher über ein reichliches Material verfügte, hat erhebliche Schwierigkeiten bei der optischen Untersuchung gefunden. In der hiesigen Sammlung habe ich eine Stufe Chlorcalcit gefunden, welche von A. Scacchi geschenkt und in einem zugeschmolzenen Glasrohr geschützt worden war. Ich habe aus dieser Stufe zahlreiche Kriställchen isoliert und untersucht. Die Spaltblättchen zeigen zwischen gekreuzten Nicols keine homogene Struktur: man sieht Partien mit schwacher und andere mit stärkerer Doppelbrechung. Einige Splitter bieten nahezu isotrope Teile und es gibt auch Bruchstücke, welche als nahezu isotrop zu betrachten sind.

Das Gesagte genügt, um die Identität von Chlorocalcit und Baeumlerit zu beweisen, weil beide Mineralien gleiche Zusammensetzung und dieselben Kohäsionsverhältnisse besitzen.

Herrn O. Renner bleibt das unbestrittene Verdienst, ein neues, reichliches und sehr interessantes Vorkommen des Chlorocalcits entdeckt zu haben, welches ihm sicher auch eine erschöpfende Untersuchung dieses merkwürdigen Doppelchlorides erlauben wird.

Palermo, Min. Institut der k. Universität, den 5. März 1912.

Ueber die Isomorphieverhältnisse und die Konstitution der Markasit-Arsenkies-Glaukodot-Gruppe.

Von **A. Beutell** in Breslau.

Mit 2 Textfiguren.

(Fortsetzung.)

Es wird nun zu untersuchen sein, wie weit die hier gezogene Folgerung mit den Ansichten in Einklang ist, welche von Arzruni, Scherer und Weibull auf Grund eingehender Messungen geäußert worden sind. Arzruni (Zeitschr. f. Krist. etc. **7**. p. 343) war zu folgenden Schlüssen gekommen:

1. „Mit einer Änderung der Achse a ist eine gleichsinnige Änderung im Schwefelgehalt verbunden."

2. „Die Änderungen sind einander direkt proportional, und ist eine Differenz von 0,00001 in der a-Achse äquivalent einer Differenz von 0,0236 % im Schwefelgehalt."

Weibull (Zeitschr. f. Krist. etc. **20**. p. 22) fand die genaue Proportionalität zwischen Schwefelgehalt und der a-Achse nicht bestätigt. Nach ihm „ist dieser Zuwachs nicht gleichförmig, sondern er geschieht in verschiedener Progression ober- und unterhalb des Schwefelgehaltes von 19,63 %, welcher der Formel FeSAs oder dem Normalarsenkies entspricht". „Bei höherem Schwefelgehalt entspricht jeder Zuwachs der a-Achse um 0,00001 einer Vermehrung des Schwefelgehaltes von 0,0026 %, bei schwefelärmeren Arsenkiesen nur um 0,0019 %." Während Weibull ein Wachsen der a-Achse mit zunehmendem Schwefelgehalt bestätigt, kommt Scherer (Zeitschr. f. Krist. etc. **21**. p. 382) auf Grund der folgenden Tabelle zu dem Schlusse, „daß die Zunahme der Brachyachse nicht in einem regelmäßigen Zusammenhange mit dem Schwefelgehalt steht". In der Tat erweckt die Zusammenstellung der Daten Arzruni's, Weibull's, Scherer's und Magel's, welche nach

zunehmendem Winkel (110) (1$\bar{1}$0) geordnet ist, den Eindruck, daß sich der Schwefelgehalt ganz unregelmäßig ändere.

Tabelle 6.

	(110) (1$\bar{1}$0)	a	S	
Wunsiedel	67° 25′	0,66713	18,64	Oebbecke
Thala Bizstra	67 26	0,66733	19,36	Scherer
Spräkla II	67 41	0,07049	17,49	Weibull
Reichenstein	67 43	0,67092	18,05	Arzruni
Deloro	67 46	0,67155	22,23	Scherer
Wester-Silfberg	67 50	0,67239	18,22	Weibull
Mitterberg	67 59	0,67429	21,36	Arzruni
Hohenstein	68 13	0,67726	19,41	Arzruni
Auerbach II	68 15	0,67768	20,10	Magel
Freiberg Himmelf. . . .	68 19	0,67834	20,27	Scherer
Nyberg I	68 22	0,67917	19,00	Weibull
„Plinian“	68 24	0,67959	20,08	Plattner
Macagão	68 28	0,68046	21,07	Scherer
Sala	68 29	0,68066	20,41	Arzruni
Joachimsthal	68 36	0,68215	20,52	Arzruni
Spräkla I	68 36½	0,68077	19,42	Weibull
Auerbach I	68 37	0,68236	20,64	Magel
Freiberg	68 39	0,68279	20,83	Arzruni
Wester-Silfberg II . . .	68 40	0,68300	19,86	Weibull
Sala	68 44	0,68386	20,39	Weibull
Freiberg	68° 48′-69° 24′	0,689	21,60	Weibull
Binnenthal	69 11	0,68964	22,47	Arzruni

Ein ganz anderes Gesicht bekommt die Tabelle, wenn man die Analysenresultate jedes einzelnen Forschers zusammenstellt, wie ich es weiter unten getan habe. Es stellt sich dann heraus, daß für diese Unregelmäßigkeiten nicht die Arsenkiese, sondern die unzulänglichen analytischen Methoden verantwortlich zu machen sind. Zum besseren Vergleich habe ich durch Interpolation die Schwefelgehalte für alle in der Tabelle angeführten Winkelwerte berechnet. Die Originalmessungen sind von den interpolierten durch einen beigefügten Stern zu unterscheiden. Die von Scherer selbst als weniger zuverlässig bezeichneten Daten über die Arsenkiese von Bieber, Modum und Turtmannsthal habe ich nicht zum Vergleich herangezogen; ebenso ist nicht aufgeführt eine Einzelbestimmung von Oebbecke, sowie zwei Bestimmungen von A. Schmidt und Loczka, weil sie sich nicht zum Interpolieren verwenden lassen.

Tabelle 7.

	(110) (1$\bar{1}$0)	SCHERER S	MAGEL S	ARZRUNI S	WEIBULL S
Thala Bisztra . . .	67° 26′	19,36*	—	—	—
Spräkla	67 41	19,62	—	—	17,49
Reichenstein	67 43	19,65	—	18,05*	17,65
Deloro	67 46	(22,23*)	—	18,18	17,89
Wester-Silfberg . .	67 50	19,77	—	18,36	18,22*
Mitterberg	67 59	19,93	—	(21,36*)	18,44
Hohenstein	68 13	20.17	—	19,41*	18,78
Auerbach	68 15	20,20	20,10*	19,53	18,83
Freiberg	68 19	20,27*	20,20	19,77	18,93
Nyberg	68 22	20,54	20,27	19,96	19,00*
„Plinian“	68 24	20,72	20,32	20,08*	19,10
Macagão	68 28	21,07*	20,42	20,34	19,29
Sala	68 29	—	20,44	20,41*	19,34
Joachimsthal	68 36	—	20,62	20,52*	19,67
Spräkla I	68 36½	—	20,63	20,57	19,69
Auerbach	68 37	—	20,64*	20,63	19,72
Freiberg	68 39	—	—	20,83*	19,81
Wester-Silfberg II .	68 40	—	—	20,88	19,86*
Sala	68 44	—	—	21,09	20,39*
Serbien	68 55	—	—	21,65	20,99
Freiberg	68° 48′-69° 24′	—	—	22,21	21,60*
Binnenthal	69 11	—	—	22,47*	—

Unter den aufgeführten Daten lassen sich nur zwei nicht einordnen, nämlich der Arsenkies von Deloro und der von Mitterberg, welche ich durch Klammern kenntlich gemacht habe. Der Arsenkies von Deloro ist von SCHERER gemessen und auch analysiert, weist jedoch einen viel zu hohen Schwefelgehalt auf. Bedenkt man, daß nach SCHERER „viele Vorkommen von Arsenkies einen deutlichen Aufbau aus verschieden löslichen, daher auch verschieden zusammengesetzten Schalen erkennen lassen“, und „daß zuweilen Kristalle, die äußerlich einheitlich zu sein scheinen, aus mehreren Individuen aufgebaut sind“, so kann es nicht Wunder nehmen, wenn gelegentlich eine Beobachtung nicht in den Rahmen hineinpaßt. Denn es wird der Winkel der äußeren Schale gemessen, deren Zusammensetzung von der Bauschanalyse des ganzen Kristalls unter Umständen sehr verschieden sein kann.

Die Analyse des Arsenkieses von Mitterberg wurde durch v. HAUER (Jahrb. geol. Reichsanst. 1883. 4. p. 400) ausgeführt, und zwar 25 Jahre bevor ARZRUNI seine Messungen vornahm. Bei der großen Verschiedenheit, welche selbst Arsenkiese desselben

Fundorts aufzuweisen pflegen, ist es daher möglich, daß zur Analyse und zur Messung verschiedenes Material gedient hat. Alle übrigen Daten beweisen ein Anwachsen des Schwefelgehaltes mit steigendem Winkel des Prismas (110), solange wir jede Beobachtungsreihe für sich betrachten.

Miteinander verglichen, tritt hervor, daß Scherer durchweg höhere Werte für den Schwefel gefunden hat, als die drei übrigen Analytiker, während im Gegensatz Weibull durchweg die niedrigsten Schwefelprozente ermittelt hat. Man kann hiernach mit Recht den absoluten Wert einzelner Versuchsreihen bemängeln, doch nicht den relativen und die aus ihnen gezogenen Schlüsse.

Die Erklärung für diese auffallenden Abweichungen ist leicht zu finden. Scherer löst die Arsenkiese in Salpetersäure, welche er dann mittels Salzsäure austreibt, worauf er die Schwefelsäure in der eisenhaltigen Lösung fällt. Die Resultate fallen, wie schon oben erwähnt, nach dieser Methode stets zu hoch aus, weil der SO_4Ba-Niederschlag trotz ausgiebigsten Waschens stark eisenhaltig bleibt. Derselbe muß daher, um richtige Resultate zu erhalten, durch Schmelzen mit CO_3Na_2 aufgeschlossen und die Schwefelsäure nochmals gefällt werden.

Arzruni's Schwefelsäurebestimmung ist einwandsfrei, so daß in bezug auf den Schwefelgehalt seine Angaben die zuverlässigsten sind.

Weibull hat zur Schwefelbestimmung den folgenden Weg eingeschlagen: „Das fein pulverisierte Mineral wird mit der zehnfachen Menge Kaliumnitrat und Natriumcarbonat geschmolzen. Ein Verlust von Schwefel ist bei vorsichtigem Erhitzen nicht zu befürchten, und wenn die Schmelze nach dem Erkalten in ammoniakalischem Wasser gelöst wird, so kann das Eisenoxyd meist klar filtriert und ausgewaschen werden. Die Arsen- und Schwefelsäure enthaltende Lösung wird mit HCl sauer gemacht, die Salpetersäure von jener Säure vollständig verdrängt und der Schwefel in der gewöhnlichen Weise bestimmt." Weibull bemerkt selbst, daß der Eisengehalt nach dieser Methode in der Regel etwas zu groß ausfällt, was er durch fremde Beimengungen oder unreine Reagentien erklärt. Da er das Eisen durch Auflösen des Arsenkieses in Salpetersäure bestimmt, ist der erwähnte Fehler zwar ohne Bedeutung für die Eisenbestimmung, jedoch nicht für die Schwefelbestimmung. Denn zur Erklärung der zu hohen, für das Eisen gefundenen Werte braucht man keine unreinen Reagentien heranzuziehen; vielmehr wird der Fehler durch die Methode selbst verursacht. Fällt man $Fe(OH)_3$ aus einer Lösung, welche beträchtliche Mengen Alkalisalze enthält (hier CO_3Na_2, NO_3K und die entsprechenden Sulfate), so bleibt der Niederschlag stets mit diesen Salzen verunreinigt. Da sich nun unter denselben auch Sulfate befinden, so wird der Schwefel stets zu niedrig ausfallen.

Unter Zugrundelegung der von ARZRUNI ermittelten Schwefelprozente ist aus Tabelle 7 zu ersehen, daß der Schwefelverlust zwischen 0,1 und 1,0 % schwankt.

Ein noch klareres Bild von dem Zusammenhang zwischen dem Schwefelgehalt und der a-Achse gibt die graphische Darstellung, welche ich durch Auftragen der Schwefelprozente auf die Abszissenachse und der entsprechenden Längen der a-Achse auf die Ordinate erhalten habe. Alle drei Kurven zeigen einen Knick, und zwar liegt derselbe bei ARZRUNI und WEIBULL ungefähr bei dem Schwefelgehalte des Normalarsenkieses, während er bei SCHERER, von dem leider nur drei Beobachtungen vorliegen, erst bei einem höheren Schwefelgehalte auftritt. Da seine Schwefelprozente zu hoch sind, ist diese Verschiebung des Knickpunktes erklärlich. Allerdings erscheint bei ARZRUNI der Knick nicht so deutlich ausgeprägt, und dies war wohl der Grund, weshalb er auf genaue Proportionalität zwischen Schwefelgehalt und a-Achse geschlossen hat. Jedoch trägt die geknickte Linie seinen Beobachtungen besser Rechnung als die gerade, welche die beiden Endbeobachtungen verbindet, da in diesem Falle alle anderen Beobachtungen außerhalb der Verbindungslinie liegen. Übrigens würde sich der Knick auch bei ARZRUNI verstärken, wenn man nicht den schwefelreichsten Arsenkies von Binnenthal der Konstruktion zugrunde legen wollte, sondern einen der beiden aus der Geraden herausfallenden. Der Umstand, daß sich die Arsenkiese, die außerhalb liegen, beide unter der Verbindungslinie befinden, weist mehr auf diesen Weg hin, doch habe ich von dieser Konstruktion abgesehen, um den Schein des Erkünstelten zu vermeiden.

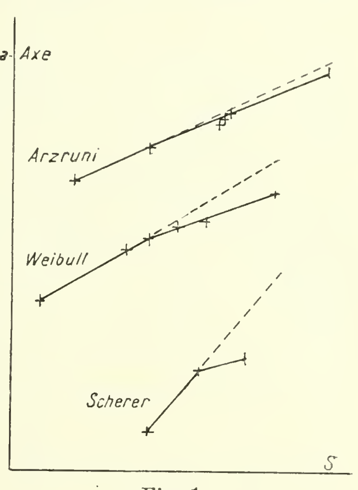


Fig. 1.

Bei der WEIBULL'schen Kurve kann ein Zweifel nicht aufkommen, da sich sämtliche Beobachtungen, mit Ausnahme einer einzigen, auf der geknickten Geraden befinden.

Die graphische Darstellung der WEIBULL'schen und ARZRUNIschen Resultate erbringt den Beweis, daß sich sowohl oberhalb wie unterhalb des Knickpunktes (bei der Zusammensetzung S As Fe) der Schwefelgehalt proportional mit der a-Achse ändert; doch muß, entgegen den Ansichten ARZRUNI's, aus dem Knick auf zwei verschiedene Proportionen geschlossen werden. Es bestätigt sich

also in vollem Maße die These Weibull's, daß die Progression eine verschiedene ist ober- und unterhalb des Schwefelgehaltes von 19,63, welcher dem Normalarsenkies (S As Fe) entspricht.

Sowohl der Knickpunkt der Dichtekurven, als auch die hohe Dichte des reinen Arsenkieses von Hohenstein hatten zur Annahme einer völlig unabhängigen, chemischen Verbindung von der empirischen Formel S As Fe geführt. Ein anderes nicht zu unterschätzendes Argument für die Selbständigkeit eines solchen Normalarsenkieses muß in der Tatsache erblickt werden, daß schon sechs Arsenkiese dieser Zusammensetzung aufgefunden worden sind.

Wenn hiernach an der Existenz des Normalarsenkieses nicht mehr zu zweifeln ist, so tritt nunmehr die Frage in den Vordergrund, welcher Art die Mischungen sind, welche mit dieser Formel nicht übereinstimmen.

Vom Standpunkte des Kristallographen aus ist zu untersuchen, ob die geometrischen Konstanten des Markasits und Löllingits denjenigen Grad von Übereinstimmung besitzen, den man bei Mischkristallen anzutreffen pflegt. Wie aus einem Vergleich der Winkel (110) (1$\bar{1}$0) beim Markasit und Löllingit, sowie der betreffenden Achsenverhältnisse zu ersehen ist, weichen die geometrischen Konstanten recht erheblich ab.

	Markasit	Löllingit
Winkel (110) (1$\bar{1}$0) . .	74° 38′	67° 33½′
Achsenverhältnis . . .	0,7623 : 1 : 1,2167	0,6689 : 1 : 1,2331

Mit Recht sagt daher schon Arzruni (Physik. Chemie der Kristalle, Braunschweig 1893, p. 206): „Ungezwungen lassen sich Markasit und Löllingit nicht als isomorph betrachten.“ Auch betont er, daß die aus den Arsenkiesen durch Extrapolation für die a-Achsen von Markasit und Löllingit abgeleiteten Werte mit den durch Messung gefundenen nicht übereinstimmen, was bei isomorpher Mischung der Fall sein müßte. Da die Arsenkiese in ihren Winkeln zwischen dem Markasit und Löllingit stehen, so wäre es viel eher möglich, daß sich der Normalarsenkies mit den beiden Endgliedern mischte, als daß dieselben direkt miteinander Mischkristalle bilden sollten. Gegen die Mischbarkeit des Markasits mit Arsenkies liegen weniger Bedenken vor, weil sich beide in der Kristalltracht außerordentlich ähnlich sehen. Für den Löllingit und den Arsenkies trifft dies nicht zu; es muß im Gegenteil betont werden, daß die Kristalltracht eine so verschiedene ist, daß sie gegen eine Mischungsmöglichkeit beider spricht. Allerdings darf nicht unerwähnt bleiben, daß, wie die folgende Zusammenstellung zeigt, die geometrischen Konstanten des Arsenkieses mehr von denen des Markasits als von denen des Löllingits abweichen.

	a-Achse	Differenz
Löllingit	0,6689	
		0,0141
Arsenkies	0,6830	
		0,0793
Markasit	0,7623	

Für den Arsenkies sind die Messungen Weibull's von Wester-Silfberg II zugrunde gelegt worden (Zeitschr. f. Krist. etc. 1892. 20. p. 8).

Retgers (N. Jahrb. f. Min. etc. 1891. I. p. 151), dessen Arbeiten über Isomorphie grundlegend für die heutigen Anschauungen geworden sind, spricht sich über die Markasitgruppe folgendermaßen aus: „Die drei rhombischen Minerale Markasit ($Fe S_2$), Arsenkies ($Fe S As$ oder $Fe S_2 + Fe As_2$) und Arseneisen ($Fe As_2$) sind nicht isomorph, sondern das Doppelsalz steht wiederum isoliert mit 19,63 % S und 46,01 % As, während die Markasite nur wenig As (0,039—4,39 %) und das Arseneisen nur wenig S (0, 0,70, 1,10, 1,97, 2,36, 3,18, 4,31, 5,18—7,22 %) enthalten. Auch hier trifft man also wieder links und rechts des Doppelsalzes eine beträchtliche Lücke an.

Was die Formähnlichkeit zwischen den drei Mineralien betrifft, so ist erstens das Arseneisen viel zu abweichend, sowohl vom Markasit als vom Arsenkies, um noch eine ungezwungene Analogie annehmen zu können. Sowohl im Habitus als im Kristallwinkel ist ein deutlicher Unterschied von den beiden andern vorhanden. Ich halte es demnach für kristallographisch völlig unabhängig: es ist nicht nur nicht isomorph mit $Fe S_2$ und $Fe S As$, sondern auch nicht morphotrop. Was diese beiden letzteren betrifft, so weisen sie allerdings unverkennbare Formähnlichkeiten auf: die Abweichungen ihrer Winkel, resp. Achsenverhältnisse sind jedoch nach meiner Ansicht größer, als sie bei echt isomorphen Körpern vorkommen."

Retgers verwirft also sowohl die Möglichkeit der Isomorphie als auch der Morphotropie zwischen Markasit, Arsenkies und Löllingit. Da jedoch der analytische Befund die Existenz derartiger Mischungen ganz unzweifelhaft nachweist, wird zu prüfen sein, inwieweit die Ansichten Retgers' den Tatsachen Rechnung tragen. Seine Vermutung: „die sehr seltenen Arsenkiese nach anderer Zusammensetzung (als $Fe S As$) werden, wie ich glaube, als inhomogene Mischungen (z. B. Umwachsungen von $Fe S As$ um einen $Fe S_2$-Kern) aufgefaßt werden müssen," konnte bisher nicht bewiesen werden. Auch sind die Arsenkiese „anderer Zusammensetzung", wie die Tabelle 3 beweist, durchaus nicht selten, sondern viel häufiger als die Normalarsenkiese. Eine Umwachsung von Markasit mit Arsenkies hätte bei den sehr eingehenden Versuchen Scherer's zutage

treten müssen, welcher angeschliffene und polierte Flächen mit Königswasser ätzte. Wahrscheinlich wäre beigemengter Markasit schon auf der polierten Fläche ohne Ätzung sichtbar geworden. Nun hat ja Scherer in der Tat bei vielen Arsenkieskristallen einen schaligen Aufbau nachgewiesen, welcher beim Ätzen wegen der verschiedenen Löslichkeit der einzelnen Schichten deutlich zutage tritt. „Da der Arsenkies zweifelsohne wässeriger Entstehung ist, so ist es beim Wechsel der Zusammensetzung der Mutterlauge leicht erklärlich, daß um einen schon vorhandenen Kern chemisch verschieden zusammengesetzte und deshalb verschieden lösliche Schichten ankristallisierten“ (Zeitschr. f. Krist. etc. 1893. **21**. p. 378). Daß Scherer hier keineswegs an Markasitschichten denkt, geht daraus hervor, daß er den Arsenkiesen die allgemeine Formel $Fe_{m+n}S_{2m}As_{2n}$ zuschreibt. Gegen die mechanische Beimengung von Markasit spricht auch die von Scherer hervorgehobene Tatsache, daß der Arsenkies von Sala, welcher 3 % S_2Fe enthält, gegen Säuren sehr widerstandsfähig ist, und daß erst nach langem Behandeln mit Königswasser Ätzlinien erscheinen. Da Markasit in Königswasser viel löslicher ist als Arsenkies, so müßten die Ätzlinien, falls sie von beigemengtem Markasit herrührten, sehr rasch auftreten.

Ein nach dieser Richtung interessantes Arsenkiesvorkommen aus den Gängen von Bergmannstrost bei Altenberg in Schlesien befindet sich in der Sammlung des hiesigen mineralogischen Museums. Dasselbe besteht aus einem Aggregat von 1—2 cm großen Kristallen, deren stark gestreifte Brachydomen sich zu gewölbten Flächen zusammenfügen; nur stellenweise ist auch das Vertikalprisma zu beobachten. Im Innern ist die Struktur strahlig in der Richtung der Vertikalachse. Auf Rissen treten intensive Anlauffarben von allen Nuancen des Regenbogens auf. Dieselben bieten einen ausgezeichneten Anhalt zum Nachweis von Überwachsungen oder mechanischen Beimengungen. Auch auf der Oberfläche (auf den Brachydomenflächen) treten derartige Anlauffarben auf, doch sind sie hier weniger intensiv. Weder auf der Oberfläche, noch auf Sprüngen in der Richtung der Vertikalachse, noch auf solchen senkrecht dazu, konnten Umwachsungen oder Beimengungen nachgewiesen werden.

Nach der chemischen Analyse, die von W. Stockmann im Laboratorium des Mineralogischen Instituts zu Breslau ausgeführt wurde, enthält der Arsenkies von Altenberg 21,17 % S, 34,82 % Fe und 44,35 % As. Die Berechnung ergibt 4,2 % beigemengtes S_2Fe, woraus nach Abzug desselben das Atomverhältnis S : As : Fe = 1,0 : 1,0 : 1,0 folgt. Würde es sich bei derartigen, abweichend vom Normalarsenkies zusammengesetzten Vorkommen, im Retgersschen Sinne um Umwachsungen mit S_2Fe und As_2Fe handeln, so hätte diese Erscheinung durch die Anlauffarben zutage treten

müssen, da der Markasit gegen chemische Agentien viel weniger widerstandsfähig ist als der Arsenkies.

Auch die Proportionalität zwischen dem Schwefelgehalt und der Brachyachse ist ein klarer Beweis für die Haltlosigkeit der Umwachsungstheorie. Denn, da das Achsenverhältnis von a : b aus dem Prismenwinkel der äußersten Schale berechnet wird, während die chemische Analyse die mittlere Zusammensetzung sämtlicher Schalen gibt, könnte eine regelmäßige Änderung der a-Achse mit wechselndem Schwefelgehalt nicht auftreten. Auch könnte es bei Umwachsungen nicht mehr als drei verschiedene Winkel geben, nämlich den Prismenwinkel des Markasits, des Arsenkieses und des Löllingits.

Da alle diese Tatsachen gegen die Retgers'sche Umwachsungshypothese sprechen, und da für dieselbe keinerlei Beweis erbracht worden ist, so handelt es sich darum, eine Erklärung zu suchen, welche dem reichen, an Mischkristallen erhaltenen Beobachtungsmaterial gerecht wird. Schon Arzruni hat auf den Weg hingewiesen, welcher geeignet erscheint, Licht in diese komplizierten Verhältnisse zu bringen. Er schreibt (Physikalische Chemie p. 292): „Auf eine andere Erklärung machte mich Herr O. Wiemer aufmerksam. Es können die Arsenkiese als Mischungen von allerdings hypothetischen, aber ebenfalls rhombischen labilen Modifikationen von $FeAs_2$ und FeS_2 aufgefaßt werden, deren a-Achsen durch Extrapolation aus den entsprechenden Werten der Arsenkiese folgen und für $FeAs_2$ 0,59441, für FeS_2 0,8204 (Arzruni gibt irrtümlich 0,72464 an) ergeben würden. Diese Erklärungsweise darf eine um so größere Beachtung beanspruchen, als der Fall eines Zusammenkristallisierens zweier labiler Modifikationen nicht isoliert dasteht, sondern in demjenigen der beiden monoklinen Verbindungen $CuSO_4, 7H_2O$ und $ZnSO_4, 7H_2O$ ein längst bekanntes Gegenstück besitzt."

Die graphische Darstellung bringt das ganze Verhalten am klarsten zum Ausdruck. Verlängert man die bereits weiter oben abgebildeten Kurven nach beiden Seiten, so müßten, falls die von der Formel SAsFe abweichenden Arsenkiese Mischungen des Normalarsenkieses SAsFe mit Markasit respektive Löllingit wären, die gestrichelten Verlängerungen rechts auf den Markasit und links auf den Löllingit führen. In Wirklichkeit liegt jedoch der Markasit viel tiefer und der Löllingit viel höher.

Schon der bloße Augenschein zeigt, daß die Abweichung beim Löllingit etwa doppelt so groß ist als beim Markasit. Genaueren Aufschluß gewähren die folgenden Daten, welche auf Grund der Weibull'schen Angaben berechnet sind. (Es dienten zur Extrapolation die Arsenkiese von Spräkla I und Freiberg einerseits, und die von Spräkla I und Spräkla II anderseits.)

	a gemessen	a extrapoliert	Differenz
Markasit	0,7623	0,8032	0,0460
Löllingit	0,6689	0,5773	0,0917

Bevor man den von ARZRUNI angedeuteten Weg betritt, ist es nötig, sich die Momente vor Augen zu führen, welche für oder gegen denselben sprechen. Obwohl die geometrischen Konstanten des Löllingits von denen des Arsenkieses nicht so sehr abweichen, daß man deshalb die Isomorphie für ausgeschlossen halten müßte,

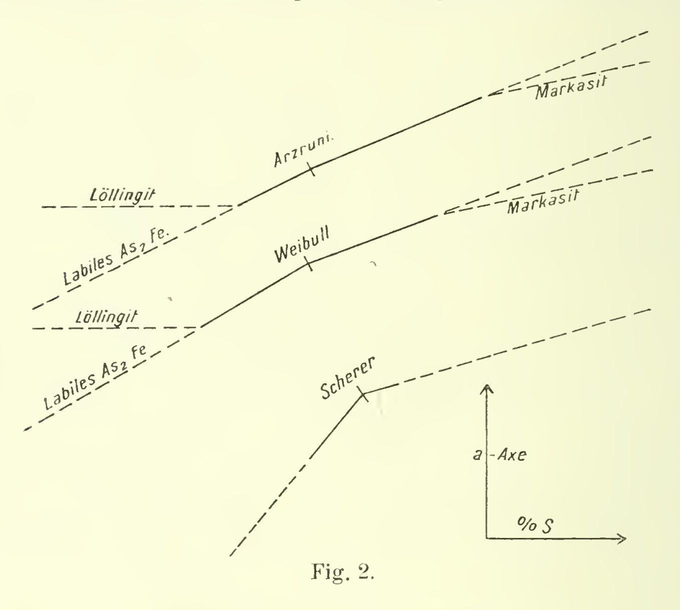


Fig. 2.

so sind doch die Kristalltrachten beider Mineralien so verschieden, daß schon allein aus diesem Grunde schwere Bedenken gegen ihre Isomorphie vorliegen. Man sollte nun erwarten, daß sich wegen der großen Verschiedenheit nur ganz geringe Mengen von As_2Fe dem Arsenkies beimischen könnten; doch trifft diese Vermutung nicht zu, da der Arsenkies von Freiberg (No. 77 der Tabelle 2) 19 Gewichtsprozente oder, was dasselbe ist, 18 Molekularprozente As_2Fe aufweist. Auf 4 Moleküle SAsFe kommt hiernach etwa 1 Molekül As_2Fe.

Da eine so beträchtliche Beimischung von Löllingit nach den bisherigen Beobachtungen an isomorphen Mischungen nicht denkbar erscheint, so wird die Existenz einer labilen, rhombischen Modifikation von As_2Fe, welcher die extrapolierte Brachyachse 0,5772 zukäme, äußerst wahrscheinlich.

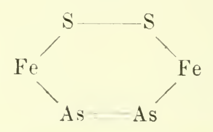
Für den Markasit liegen die Verhältnisse anders. Die Kristalltracht ist die gleiche wie beim Arsenkies, wenn auch die Achsenverhältnisse ziemlich abweichend sind; der durch Extrapolation berechnete Wert der a-Achse liegt dem am Markasit gemessenen bedeutend näher als beim Löllingit. Bei der Inhomogenität der Arsenkiese, sowie bei der Unsicherheit des Achsenverhältnisses des Markasits, können sich diese Abweichungen durch die Beobachtungsfehler erklären. Ein zwingender Grund für die Annahme einer labilen Form von S_2Fe liegt nach WEIBULL's Messungen nicht vor. Allerdings muß anerkannt werden, daß es bis zu einem gewissen Grade Gefühlssache ist, ob man Isomorphismus noch für möglich hält oder nicht, denn feste Normen für die Differenzen der Achsenverhältnisse bei isomorphen Substanzen konnten bisher nicht aufgestellt werden. Die Messungen ARZRUNI's führen zu den gleichen Schlußfolgerungen; die von SCHERER sind an Zahl zu gering und erstrecken sich auf ein zu kleines Intervall, um für allgemeine Folgerungen geeignet zu sein. Ferner spricht gegen die Existenz einer labilen, rhombischen S_2Fe-Modifikation die Tatsache, daß die beigemischten Markasitmengen trotz der großen Ähnlichkeit der Kristalltrachten, und trotzdem der gemessene und berechnete Wert der a-Achse hier viel näher liegen, nicht größer sind als das beigemischte As_2Fe. Denn je ähnlicher zwei isomorphe Substanzen sind, in um so höherem Grade müssen sie mischbar sein. Die größte beobachtete Menge beigemischten Markasits beträgt 13,2 Gewichts- oder 21 Molekularprozente: 4 Molekülen Arsenkies entspricht 1 Molekül Markasit.

Somit würde die Ansicht RETGERS' bestehen bleiben, daß der Löllingit vom Markasit und vom Arsenkies völlig unabhängig ist und aus diesem Grunde weder isomorphe noch morphotrope Mischungen mit den beiden andern bilden kann. Jedoch müssen im Gegensatz zu den Ausführungen RETGERS' Mischungen zwischen Arsenkies und Markasit einerseits, sowie mit einer labilen Modifikation von As_2Fe anderseits zugestanden werden.

Während für die Deutung der arsenhaltigen Markasite keine Schwierigkeit besteht, stellen uns die schwefelhaltigen Löllingite vor eine neue Frage. Sind dieselben Mischungen von Löllingit mit Arsenkies — in diesem Falle müßte man eine labile Modifikation von $SAsFe$ annehmen — oder ist vielleicht die labile Modifikation des As_2Fe durch die beigemischten, nicht unbedeutenden Mengen von $SAsFe$ stabil geworden? Der Löllingit enthält bis 35,7 Gewichtsprozente oder 23 Molekularprozente $SAsFe$, d. h. 3 Molekülen As_2Fe entspricht etwa 1 Molekül $SAsFe$. Da von den gemessenen und gleichzeitig analysierten Löllingiten keiner auf das richtige Atomverhältnis führt, so fehlt es für die Lösung dieser Frage noch an der nötigen Unterlage.

Zwar wird in den Lehrbüchern der Mineralogie und Chemie

dem Arsenkies fast allgemein die einfache Formel S As Fe zugeschrieben, doch spricht gegen dieselbe der Umstand, daß es wegen der Dreiwertigkeit des Arsens unmöglich ist, eine Konstitutionsformel aufzustellen. Durch Verdoppelung derselben fällt diese Schwierigkeit fort, und zwar nicht allein für den Arsenkies, sondern auch für die mit ihm isomorphen Mineralien, welche zwei Metalle enthalten. So läßt sich z. B. der Glaukodot, dem die Formel $S_2 As_2 Co Fe$ zukommt, überhaupt nicht durch die einfache Formel ausdrücken, so daß dieselbe unhaltbar geworden ist. Mit Recht ist daher Groth (Tab. Übers. 1898. p. 21) dazu übergegangen, die Formel zu verdoppeln, wobei er gleichzeitig für den Arsenkies die folgende Konstitutionsformel aufgestellt hat:



Wenn man aus den angeführten Gründen für das Arsenkiesmolekül die verdoppelte Formel $S_2 As_2 Fe_2$ annimmt, und wenn man außerdem die Mischbarkeit zwischen Arsenkies, Markasit und der labilen Modifikation von $As_2 Fe$ anerkennt, so erhebt sich die Frage, ob sich die Verbindung $S_2 As_2 Fe_2$ mit den Verbindungen $S_2 Fe$ oder $As_2 Fe$ mischen kann, oder ob auch diese verdoppelt werden müssen.

(Schluß folgt.)

Kolloiderscheinungen in Konkretionen.

Von **E. Geinitz** in Rostock.

Mit 6 Textfiguren.

Die im Centralbl. 1910. p. 593 und „Aus der Natur“, 1911. p. 561—566 mitgeteilten Versuche von Liesegang über rhythmische Ablagerungen in Kolloidsubstanzen, die er zur Erklärung der Achatstruktur heranzieht, erinnerten mich an ähnliche Bildungen in unseren Diluvialtonen, gewöhnlich unter dem Sammelnamen „Konkretionen“ bekannt.

In den oberen Lagen der Tone, die durch den Einfluß der atmosphärischen Wässer ihre blaugraue Farbe verloren haben und gelb gefärbt sind, sieht man häufig, oft massenhaft verteilt, festere, kugelrunde, elliptische oder zylindrische Konkretionen von härterer Beschaffenheit, die sich mehr oder weniger leicht von dem umgebenden Ton herauslösen lassen. Sie zeigen einen ausgeprägt konzentrischen Bau, indem sie nämlich aus konzentrisch wechselnden Lagen bestehen, welche abwechselnd reinere Tonmasse und eisenschüssigen Ton zeigen; letzterer kann wohl auch zu einer

festen Rinde werden. Entsprechend ihrem Bau bröckeln sie z. T. in Schalenform auseinander.

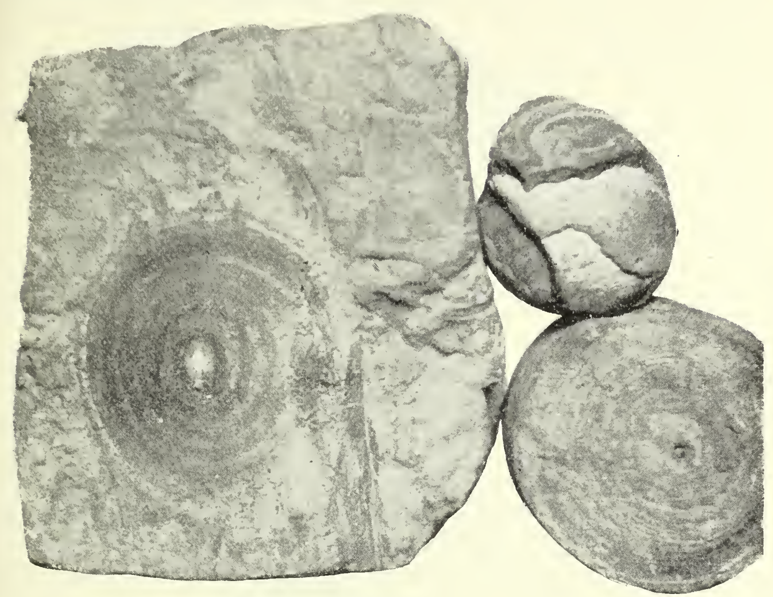


Fig. 1.

Fig. 1 zeigt drei solcher Beispiele: ein Tonstück mit einer durchschnittenen Kugel, eine kugelige Knolle und den Querschnitt einer bombenförmigen Knolle von 9 cm Durchmesser. Zahlreiche festere eisenschüssige Zonen wechseln mit (hellen) tonreicheren ab; im Zentrum ist ein Rest von Schwefelkies zu erkennen, welcher den Ausgangsort der nach und nach in den Ton sich verbreiternden Lösung bildete. (In anderen Fällen ist der Schwefelkieskern bereits aufgebraucht).

In gleicher Weise wie bei dem Versuch von Liesegang rückte also auch hier die Lösung als übersättigte Lösung in dem Ton vor und bildete nur sprungweise feste Niederschläge. Die Verhältnisse waren in dem mageren Ton wohl etwas komplizierter als die in einfach imprägnierter Gelatine, und so waren auch einige Versuche, die ich mit ausgeschlämmtem Ton, der auf Glasplatten ausgegossen und dann nach Trocknen mit verschiedenen Lösungen (Salpetersäure, Eisenvitriol, Tannin, Mohr'sches Salz) betropft wurde, nicht voll befriedigend. Die besten Resultate erhielt ich mit Mohr'schem Salz: konzentrische helle und dunkle (Oxydations-) Ringe.

Der Versuch in kolloider Substanz läßt sich auch in festen Substanzen anstellen, handelt es sich doch um kapillare und Dif-

fusionserscheinungen. Eine überraschende Analogie fand ich auf einer Steingut-Entwicklungsschale, welche lange für Tonfixierbad benutzt worden ist: Eine kleine, punktförmige, schlechte Stelle der Glasur ist umgeben von konzentrischen, durch Silber- und Goldlösung dunkel gefärbten Zonen, zwischen denen weiße Stellen freigeblieben sind. Besser als auf der Innenseite sind diese Zonen auf der Unterseite zu sehen und schließlich hat die dunkle Streifung sogar auf den Rand übergegriffen, wo genau einem Kugelschnitt entsprechend die Fortsetzung des Kreissystems zu verfolgen ist. Im Laufe der Jahre ist hier ein Kreis von 7 cm Durchmesser entstanden. Eine andere Schale zeigt dieselbe Erscheinung im Werden. Hier ist also die Lösung kapillar in dem gebrannten Ton ausgebreitet, beiderseitig durch die Glasur farbig durchscheinend. Es wird von Interesse sein, den Versuch, der nur lange Zeit in Anspruch nimmt, fortzusetzen.

Bei dem Interesse, welches gegenwärtig die Kolloide für die Petrographie und Pedologie haben (vergl. u. a. Stremme in Zeitschr. f. prakt. Geol. **10.** p. 329), glaubte ich auf unsere konzentrischen Tonkonkretionen hinweisen zu dürfen und möchte ferner noch hinzufügen, daß ähnliche Streifungen, konzentrisch oder mehr planparallel, sich auch mehrfach in Feuerstein finden, als der Oberfläche der Knolle parallel verlaufende, gut markierte, durch Anreicherung des dunklen (organischen) Farbstoffes dunkle dünne Lagen in der helleren grauen Masse. Dieselben verursachen hier

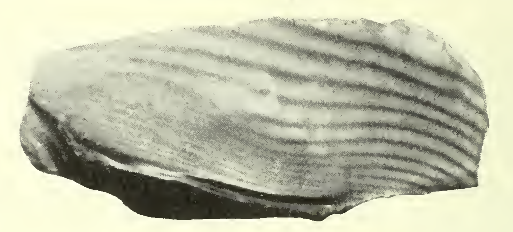


Fig. 2.

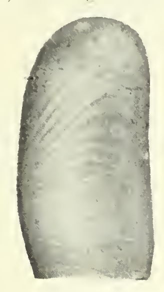
sogar beim Bruch bisweilen eigenartige wellige Oberflächenformen, offenbar durch eine etwas größere Härte bedingt.

(Auch eisenrostig gefärbte Streifen werden zuweilen in hornsteinartigem, hellgrauem Flint beobachtet.)

Es kommen auch Stücke vor, in denen solche gestreifte Partien wie Fremdlinge plötzlich an der einheitlich dunkelgrauen Masse absetzen.

Damit kommt man auch zu einer Erklärung von eigenartigen Gestaltungen im Feuerstein, welche als rätselhafte Fossilien gingen (vergl. E. Geinitz, Über einige rätselhafte Fossilien. Naturw. Wochenschr. **10.** 1895. p. 215). Es sind zylindrische

Formen, die teils nach Art von Orthocerensepten mehrere hintereinanderliegende, etwas vorspringende Schalen zeigen, teils regelmäßige, schräg aufsteigende Wülste (s. Fig. 2 der erwähnten Ver-



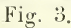


Fig. 3.

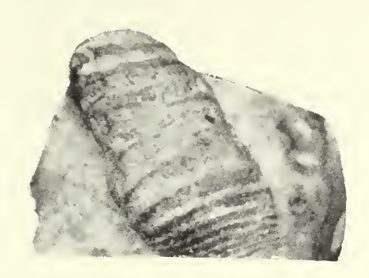


Fig. 4.

öffentlichung). Es sind die mehr oder weniger gut aus dem umgebenden Feuerstein herausgelösten Teile solcher (hier zylindrischer) kolloiden Verdichtungen.

Bisweilen liegen im Feuerstein auch sich scharf absetzende Knollen von grauem Hornstein, einem anders gearteten Kristallisationsvorgang entsprechend; der umgebende Feuerstein zeigt dann zuweilen konzentrische kolloide Farbstreifen.



Fig. 5.

Während bei den Achaten die färbende Substanz doch wohl von außen her, also zentripetal eindrang (wie man aus vielen Stücken ersehen kann, s. z. B. Fig. 5), ist die Bewegung in den Experimenten Liesegang's und in den erwähnten Tonkonkretionen und Feuersteinen zentrifugal von innen nach außen erfolgt.

Die hier genannten kolloidstreifigen Feuersteine des Senons

unterscheiden sich auf den ersten Blick von den sogen. bandstreifigen Feuersteinen unseres Turons, in denen schichtig verteilt breite und schmale Lagen von dunklem und hellem Feuerstein, auch wohl kalkreiche Lagen wechseln, an den Grenzen teils haarscharf geschieden, teils lokalisierte Übergriffe zeigend.

Da sich die kolloidstreifigen Feuersteine auf unserem Boden, wenn auch immerhin nicht sehr häufig, finden, so ist zu vermuten, daß sie auch zuweilen für prähistorische Geräte verwendet worden sind. Das Rostocker Museum besitzt ein schön geschliffenes Beil von 8 cm Länge (leider ohne Fundortsangabe, daher vielleicht nicht aus Mecklenburg), auf dessen Flächen die Linienzeichnungen sehr hübsch erscheinen (Fig. 6). Bei Neubukow hat

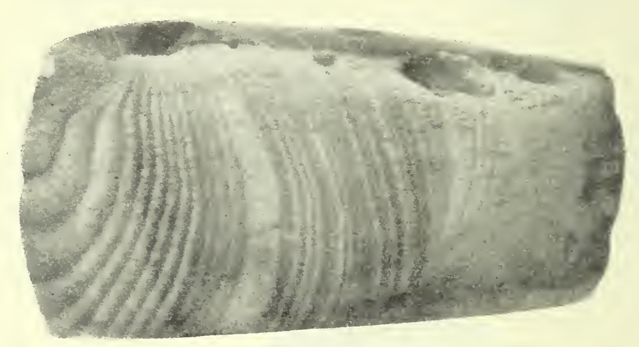


Fig. 6.

Herr Lehrer Berg einige aus dem streifigen Feuerstein roh geschlagene Geräte gefunden, darunter große Spanmesser, die noch neben dem Block lagen, von dem sie abgeschlagen waren. Im übrigen sind aber solche Feuersteingeräte aus Mecklenburg fast unbekannt, während sie weiter östlich häufiger auftreten. Im Schweriner Museum findet sich kein Stück; die Sammlung von Dr. Lettow aus der Wustrower Manufaktur zeigt unter den Keilen, Meißeln, Dolchen kein einziges gestreiftes Exemplar, von vielen Tausenden Spänen und Messern bestehen nur 9 und außerdem eine querschneidende Pfeilspitze aus (undeutlich) gebändertem Feuerstein; unter den zahllosen paläolithischen Geräten der Gegend von Teterow (Sammlung Dr. Asmus) liegt nur ein aus typischem streifigem Feuerstein geschlagener Spalter vor. Aus Pommern erwähnt Deecke nur „buntgebänderte, gefleckte und gemaserte Varietäten aus dem Danien“.

Die Spärlichkeit des Vorkommens im Westen gegenüber der Häufigkeit im Osten und die Funde von Neubukow und Teterow, aus denen ersichtlich ist, daß das seltene einheimische Material auch hierzulande verarbeitet ist, bestätigt wohl die Meinung von

Kosinna (Mannus. I. p. 229), daß die Silexbeile mit der „achatähnlichen Maserung“ aus Ostgalizien stammen und von dort über Ostdeutschland verhandelt worden seien.

Rostock, Februar 1912.

Erwiderung auf H. Reck's „Beitrag zur Kenntnis des ältesten Donaulaufes in Süddeutschland“. Dies. Centralbl. 1912. p. 107.

H. Reck bestreitet, daß die zwischen Sigmaringen und Riedlingen durch den Rheingletscher gestaute Donau durch das Faulenbach—Primtal geflossen sei. Ohne den geringsten Versuch eines Beweises für seine Behauptung verweist er auf eine künftige Arbeit, in der er die Entwicklungsprinzipien für einen größeren Landschaftskomplex feststellen will. Solche allgemeine Betrachtungen lassen sich auf einen besonderen Fall nur unter Berücksichtigung der für diesen geltenden Umstände anwenden. Sollte H. Reck in der angekündigten Arbeit eine Erklärung der verwickelten Verhältnisse der Schotterbildungen im Prim-Faulenbachtal versuchen, so wird doch erst die Landesaufnahme die endgültige Entscheidung bringen, der ich mit Ruhe entgegensehe. **F. Haag.**

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Londoner Mineralogische Gesellschaft. Sitzg. v. 12. März 1912 unter dem Vorsitz von Professor W. J. Lewis, F. R. S.

Dr. G. F. Herbert Smith und F. N. A. Fleischmann: Über die Zeolithe von Killyflugh und White Head, County Antrim. Chabasit findet sich in drei verschiedenen Arten von Kristallen, Gmelinit in zweien; der erstere bildet auch Pseudomorphosen nach Kalkspat. Analcim kommt in klaren Ikositetraedern und Natrolith als feine Nadeln vor. Die Art des Auftretens wird beschrieben.

Dr. J. Drugman: Über Quarzzwillinge. Es wurden weitere Exemplare von nach einer Fläche des primären Rhomboeders verzwillingten Bipyramiden vom Esterel in Frankreich vorgezeigt und diese Art der Zwillingsbildung erläutert, die zuerst 1858 von Qu. Sella beschrieben worden ist. Von denselben Fundorten wurden auch nach einer Fläche von ξ (1122) verzwillingte Bipyramiden vorgelegt, bei denen das Prisma fehlt und keine Abplattung senkrecht zu der Zwillingsfläche stattfindet, wie bei den Kristallen vom Dauphiné und von Japan.

T. V. Barker: Notiz über die optischen Eigenschaften des Jodquecksilbers. Vorläufige Bestimmungen an zwei Prismen von 30° gaben Werte von 2,746 und 2,447 für

den ordentlichen und den außerordentlichen Brechungskoeffizienten im Natriumlicht, sowie 2,566 und 2,357 im Lithiumlicht, wobei der Grad der Genauigkeit ungefähr = 0,002 ist. Genauere Werte sind von besseren Prismen zu erwarten, aber auch die schon erhaltenen Ergebnisse genügen zu zeigen, daß die Doppelbrechung und die Farbendispersion bemerkenswert hoch sind.

Arthur Russell: Bemerkungen über die Mineralien und Mineralfundorte von Shropshire. Das Vorkommen von 32 Spezies außer den gesteinsbildenden Mineralien wird beschrieben. Kalkspat wurde in Form glänzender Kristalle von verschiedenem Habitus von der Snailbeach mine, Minsterley erhalten, darunter große hellbraune Zwillinge nach c (111) und trübe weiße prismatische Zwillinge nach r (100). Sehr große Kristalle von Schwerspat und schöne Kristalle von Kalkspat stammen von der Wotherton mine, Chirbury. Das Vorkommen von Pyromorphit und Witherit an einigen Arten wird erwähnt.

Dr. Emil Hatschek führte eine Anzahl von Exemplaren und von Reaktionen von Gels vor und erläuterte sie durch Lichtbilder. Ein unorganisches Gel, Kieselsäure, wurde benützt und die Verbindungen, die durch die hierin stattfindende Diffusion einiger Verbindungen entstanden, gezeigt. Es ergab sich eine Tendenz zur Bänderung in dem oberen Teil des Niederschlags, während sphärolithisches Wachstum fast in jedem Fall beobachtet wurde.

W. Campbell Smith zeigte einen sphärolithischen Dolerit von Vryheid, Natal, vor, der durch die Größe und Schönheit der auf der verwitterten Oberfläche hervortretenden Sphärolithe interessant war.

Miscellanea.

In der Schlesischen Gesellschaft für vaterländische Kultur in Breslau, welche erheblich älter ist als die Breslauer Universität selber, ist im Anfang dieses Jahres eine neue Sektion für Geologie, Geographie, Berg- und Hüttenwesen gegründet worden, deren Mitgliederzahl bereits über 80 beträgt. Den Vorsitz der Sektion führen Berghauptmann Schmeisser und Professor Dr. Frech. Zusammenkünfte finden an jedem zweiten Dienstag in den Wintermonaten statt. Die Veröffentlichungen der Sektion erscheinen als besonderer Teil im Jahresbericht der Schlesischen Gesellschaft (mit Illustrationsbeilagen nur für die Sektionsmitglieder).

Personalia.

Habilitiert: Dr. **A. Beutell** als Privatdozent für Mineralogie an der Universität Breslau.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. Mai 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg.
E. Koken, in Tübingen.
Th. Liebisch in Berlin.

1912. No. 10.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Die optischen Eigenschaften einiger Bleisilikate.

Von **E. H. Kraus, H. C. Cooper** und **A. A. Klein** in Ann Arbor, Michigan, und Syracuse, New York.

Mit 1 Textfigur.

Einleitung.

Diese Mitteilung bespricht die Resultate einer optischen Analyse des Systems $PbO - SiO_2$ und die Verwandtschaft zu diesem System der Bleimineralien Barysilit, $3 PbO : 2 SiO_2$, und Alamosit, $PbO : SiO_2$, sowie auch der Bleikristalle, welche unter einem alten Bleiofen gefunden wurden. Diese Untersuchung ist eine Fortsetzung der Arbeit von Cooper, Shaw and Loomis[1] und wurde teilweise 1. von E. H. Kraus und A. A. Klein, 2. von E. H. Kraus und H. C. Cooper in Ann Arbor, und 3. von H. C. Cooper in Syracuse ausgeführt.

In 1907 stellten Cooper, Shaw und Loomis eine größere Reihe von Präparaten und Kristallisationen aus den Schmelzen von Bleisilikatmischungen her. Diese Autoren glaubten, daß das Orthosilikat Pb_2SiO_4 und das Metasilikat $PbSiO_3$ scharf bestimmbare Verbindungen seien. Zu derselben Zeit machten auch Hilpert und Weiller[2] in Berlin eine selbständige Untersuchung dieses Systems, und ihre Arbeit ist einige Wochen früher als die von Cooper, Shaw und Loomis veröffentlicht worden. Aber bald nach der Publikation der Cooper'schen Arbeit kamen Hilpert und Nacken[3], nachdem sie die Arbeit von Hilpert und Weiller revidierten, zu den Schlußfolgerungen, daß die Untersuchung der Abkühlungskurven keine befriedigende Resultate gibt, aber mittels des Nacken'schen Rührapparats[4] wurden Indikationen der Existenz von Pb_2SiO_4 und $PbSiO_3$ und der wahrscheinlichen Existenz von den Verbindungen $3 PbO : 1 SiO_2$ und $3 PbO : 2 SiO_2$ beobachtet. Annähernde Messungen der Kristallisationsgeschwindigkeit und des spontanen Kristallisationsvermögens gaben Resultate, welche mit den obigen Beobachtungen in Einklang gebracht werden konnten. Die optischen Eigenschaften der Präparate der 3 : 2-Mischung

[1] Amer. Chem. Journ. **42**. 461; auch Berichte der deutsch. chem. Gesellsch. **42**. 3991.

[2] Berichte der deutsch. chem. Gesellsch. **42**. 2969.

[3] Ebenda. **43**. 2565.

[4] Dies. Centralbl. 1910. p. 454.

deuteten auf eine neue Verbindung. Die Kurve des spezifischen Volumens gab aber keine brauchbaren Resultate.

In unserer Arbeit haben wir folgende Präparate berücksichtigt. 1. Das Mineral Barysilit, wovon uns Exemplare des originellen Materials von der Harstigmine, Pajsberg, und von Långban, Schweden, in liebenswürdiger Weise von Herrn Intendanten Dr. Sjögren des Reichsmuseums der Naturgeschichte in Stockholm zur Verfügung gestellt wurden. 2. Das neue Mineral Alamosit[1], welches als das Metasilikat zu betrachten ist. Exemplare dieses Minerals hat Professor C. Palache von Harvard University uns freundlichst zum Studium überlassen. 3. Kristalle von einem wahrscheinlichen Bleisilikat, die unter einem alten Bleiofen gefunden wurden. Diese Kristalle wurden uns von Herrn F. P. Graves aus Doe Run, Missouri, zur Verfügung gestellt. 4. Zahlreiche Tiegelpräparate von verschiedenen Mischungen von PbO und SiO_2, welche durch langsame Abkühlung der Schmelze hergestellt worden sind.

Von den verschiedenen Untersuchungsmethoden führte die mikroskopische Untersuchung zu den brauchbarsten Resultaten. Die optische Identifikation der Bleisilikate ist jedoch außerordentlich schwierig, da die Brechungsexponenten des Bleioxyds und der verschiedenen Bleisilikate sehr hoch, d. h. in der Nähe von ca. 2, sind. Da wir keine Immersionsflüssigkeit mit einem Brechungsindex von ca. 2 jetzt besitzen, konnte die Schröder van der Kolksche Methode nicht angewandt werden. Jedoch waren wir imstande, die verschiedenen Bestandteile der Präparate meistens mittels Immersion in Methylenjodid ($n = 1{,}74$) nach Blätterbruch, Farbe, optischem Charakter, Doppelbrechung usw. näher zu studieren.

1. Präparate des Metasilikats $PbSiO_3$.

Diese Präparate bestanden aus Fragmenten des Minerals Alamosit und aus Schmelzmischungen mit 48—52 Äquivalentprozent PbO.

a) Alamosit aus Alamos, Sonora, Mexiko.

Die Fragmente dieses Minerals sind farblos und besitzen einen guten Blätterbruch in einer Richtung. Schiefe Auslöschung. Hohe Brechungsexponenten und starke Doppelbrechung. Die Interferenzfigur ist zweiachsig und positiv. Diese Beobachtungen sind im Einklang mit denen von Palache, der den Alamosit mittels Kristallmessung als monoklin bestimmte.

b) Dünnschliff und Fragmente der Schmelze mit 50 % PbO ($PbO : 1\,SiO_2$).

Diese sind homogen und zeigen eine körnige Textur mit einem Blätterbruch in einer Richtung. Schiefe Auslöschung. Hohe Brechungsexponenten und starke Doppelbrechung. Positive zweiachsige Interferenzfigur.

---

[1] Am. Journ. of Sc. 1909. **27**. p. 399.

c) Dünnschliff der Schmelze mit 48 % PbO.

Diese Schmelze ist kieselsäurereicher als die 1 : 1-Präparate. Der Dünnschliff zeigt meistens eine farblose, mehr oder minder körnige Substanz mit einem Blätterbruch in einer oder zwei Richtungen. Die Auslöschung ist schief und die Interferenzfigur zweiachsig positiv. Diese Substanz stimmt mit der des 1 : 1-Präparats überein. Die Brechungsexponenten und die Doppelbrechung sind auch sehr hoch. Unregelmäßige und sechsseitige Körner von Quarz sind auch in dem Dünnschliff zu beobachten, welche mittels der niedrigen Brechungsexponenten, schwacher Doppelbrechung und der positiven einachsigen Interferenzfigur leicht zu identifizieren sind. Etwas glasiges Material war auch vorhanden.

d) Dünnschliff einer Schmelze mit 42,9 % PbO ($3 PbO : 4 SiO_2$).

Die optischen Eigenschaften dieses Schliffes stimmen mit denen des 48 %igen Präparats überein, jedoch sind die Kristalle und die Menge des vorhandenen Glases kleiner.

e) Fragmente und Dünnschliff der Schmelze mit 52 % PbO.

Diese Präparate enthalten mehr PbO als die 1 : 1-Schmelze. Die Fragmente zeigten zwei Substanzen. Die vorherrschende ist zweiachsig und positiv und besitzt eine ziemlich hohe Doppelbrechung und einen Blätterbruch in einer Richtung. Die Auslöschung ist geneigt. Diese Substanz stimmt wieder mit dem 1 : 1-Präparate überein. Die zweite Substanz besitzt hohe Brechungsexponenten und ist zweiachsig, und zwar positiv, schwach pleochroisch, und dem PbO ähnlich. In einem Präparate, welches ohne Sinterung abgekühlt wurde, blieb ein großer Teil der Schmelze glasartig.

f) Schlußfolgerung.

Diese optischen Beobachtungen deuten hin, daß die synthetische Schmelze mit 50 Equivalentprozent PbO ($1 PbO : 1 SiO_2$) eine definitive Verbindung, das Metasilikat $PbSiO_3$, ist; und weiter, daß dasselbe als identisch mit dem Mineral Alamosit zu betrachten ist. Es ist interessant, hier noch beizufügen, daß diese Verbindung synthetisch im Laboratorium gemacht worden ist, ehe man sie in der Natur fand.

2. Präparate, welche das Bleipyrosilikat $3 PbO : 2 SiO_2$ enthalten.

Hier wurden mehrere Exemplare von Barysilit, Fragmente und Dünnschliffe von der Schmelze mit 60 Äquivalentprozent PbO ($3 PbO : 2 SiO_2$), sowie auch Präparate von Schmelzen mit nahe verwandten Zusammensetzungen, und endlich Kristalle von einem Bleiofen studiert.

a) Fragmente und Dünnschliff von Barysilit von Harstig, Schweden.

Dieses Mineral ist homogen und farblos, und besitzt eine stengelige Struktur und einen transversalen Blätterbruch. Die

Brechungsexponenten sind wahrscheinlich höher als 2. Einachsig und negativ. Schwache Doppelbrechung.

b) Lamellen von Barysilit von Långban, Schweden.

Die oberflächliche Schicht besteht aus einer Mischung, da das harte, weiße Material mit einem Perlmutterglanz nicht Barysilit ist. Der Barysilit besteht aus Lamellen, hat einen Glasglanz und eine mittlere Doppelbrechung. und sieht dem Glimmer ähnlich. Die 0,01—0,02 dicken Lamellen zeigen eine ausgezeichnete negative, einachsige Interferenzfigur.

c) Fragmente und Dünnschliff der Schmelze mit 60 % PbO ($3 PbO : 2 SiO_2$).

Diese Präparate sind farblos und scheinen durchaus homogen zu sein. Die Struktur ist der des Barysilits von Harstig mit einem transversalen Blätterbruch sehr ähnlich. Die Brechungsexponenten sind sehr hoch. Die Doppelbrechung scheint auch stark zu sein. Dieses Präparat lieferte eine negative einachsige Interferenzfigur. In einem Präparate wurde auch ein einachsiges Material beobachtet, welches das Metasilikat ist. Im ganzen scheint diese Schmelze homogen zu sein, und die Ähnlichkeit derselben mit dem natürlichen Material ist außerordentlich groß.

d) Fragmente der Schmelzen mit resp. 59, 58 und 57 % PbO.

Diese Präparate sind mehr kieselsäurehaltig als die 3 : 2-Schmelzen. Alle diese Präparate waren sehr langsam abgekühlt. Die optische Untersuchung zeigte, daß die Präparate ein positives, zweiachsiges Material mit paralleler Auslöschung, welches in großer Menge in den Schmelzen mit den kleineren Prozenten von PbO vorhanden ist, enthalten. Nur in dem Präparat mit 59 % PbO war das stengelige, negative, einachsige Material der 60prozentigen Schmelze (3 : 2) vorhanden. Die Struktur war meistens feinkörnig und der charakteristischen eutektischen Struktur sehr ähnlich. Die Schmelze mit 58 % PbO, welche durch verzögerte Abkühlung dargestellt worden ist, zeigte nur eine geringe Tendenz zum Kristallisieren und das vorhandene kristallinische Material war größtenteils sehr feinkörnig. Das 57prozentige Präparat war etwas besser kristallisiert, indem die körnige Struktur gröber war. Die Struktur und geringe Kristallisationstendenz deuten auf einen möglichen eutektischen Punkt bei ca. 59 % hin.

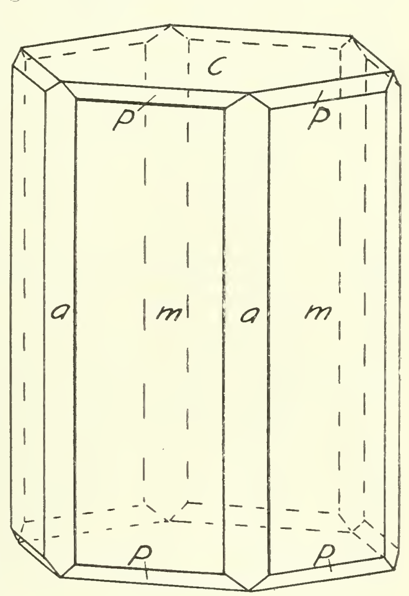
e) Fragmente der Schmelzen mit 61 und 62 % PbO.

Diese Präparate waren auch mittels langsamer Abkühlung dargestellt und die Struktur derselben war faserig bis stengelig, mit einem transversalen Blätterbruch. Die dem 60prozentigen Präparate charakteristische Substanz war hier in abnehmender Menge vorhanden. In dem 62prozentigen Präparat war eine geringe Menge der negativen zweiachsigen Substanz, die der 2 : 1-Schmelze charakteristisch ist, zu beobachten. Eine bedeutende Menge eines positiven zweiachsigen Materials war auch vorhanden, wie in den

Präparaten mit niedrigen Prozenten von Pb O, aber wir waren leider nicht imstande, dasselbe zu identifizieren. In keinen dieser Präparate mit Zusammensetzungen zwischen den 3 : 2 und 2 : 1-Verhältnissen konnte man optische Indikationen einer eutektischen Mischung beobachten.

f) Kristalle und Dünnschliff eines Bleisilikats von einem Bleiofen.

Hier sollen die Beobachtungen an dem kristallisierten Material von einem alten Bleiofen in Doe Run, Missouri, beigefügt werden. Zuerst wurde geglaubt, daß die Kristalle künstlichen Barysilit darstellten, aber die kristallographische Untersuchung zeigte, daß dieselben mit denen von DANA und PENFIELD gemessenen und auch von einem Bleiofen stammenden Kristalle gut übereinstimmten, die eine $7\,PbO : 4\,SiO_2$ Zusammensetzung besitzen.



Kristallographie. Die Kristalle sind prismatisch (Fig. 1) und kommen aufsitzend oder in einer körnigen, mit einer an Sphalerit erinnernden Glanz besitzenden Grundmasse eingesprengt vor. Die Farbe ist braun. Der Glanz glasartig. Die beobachteten Formen sind c (0001), m (10$\bar{1}$0), p (10$\bar{1}$1) und a (11$\bar{2}$0). Die vorherrschenden Formen sind c (0001) und m (10$\bar{1}$0). Ausgezeichnete Reflexe wurden auf den Flächen von c (000$\bar{1}$) erhalten, während die von m (10$\bar{1}$0) gut waren. Um die Flächen von p (10$\bar{1}$1) und a (11$\bar{2}$0) festzustellen, mußten wiederholte Schimmermessungen gemacht werden. Von den genannten Formen ist (11$\bar{2}$0) nicht von DANA und PENFIELD beobachtet worden. Nach diesen Autoren ist der Winkel c (0001) : p (10$\bar{1}$1) ca. 50°; unsere Messungen ergaben 49° 42′.

Dihexagonale bipyramidale Klasse.

a : c = 1 : 1,0246.

	Beobachtet	Messungen	Berechnet
c (0001) : p (10$\bar{1}$1) =	49° 42′	24	—
c (0001) : m (10$\bar{1}$0) =	89 58	5	90°
m (10$\bar{1}$0) : m (01$\bar{1}$0) =	59 59	4	60
m (10$\bar{1}$0) : a (11$\bar{2}$0) =	29 55	10	30

Physikalische und optische Eigenschaften. Fragmente besitzen einen muscheligen Bruch, sowie auch Indikationen

eines Blätterbruches nach der Basis. Im Dünnschliff ist ein deutlicher Pleochroismus, tief orange ($\omega = \mathfrak{a}$) bis hellgelb zu beobachten. Hohe Brechungsexponenten. Starke Doppelbrechung. Die Interferenzfigur ist einachsig und positiv. Der Dünnschliff der körnigen Grundmasse war jedoch nicht homogen und zeigte außer diesem Material eine Substanz mit ähnlichen Eigenschaften, aber optisch negativ. Magnetitkristalle kamen auch vor und ein wohlausgebildeter Augitkristall ist auch beobachtet worden.

g) Schlußfolgerung.

Diese optischen Analysen zeigen, daß das Präparat mit 60 Äquivalentprozent Pb O eine definitive Verbindung, $Pb_3\,Si_2\,O_7$, darstellt, welche optisch einachsig und negativ ist und in der Natur als Barysilit vorkommt; weiter, daß die Struktur und Kristallisationstendenz auf eine eutektische Mischung in der Schmelze mit 58 % Pb O hindeuten. Das sogenannte Bleisilikat eines alten Bleiofens ist von mehr oder minder unbestimmter Zusammensetzung und als eine komplexe feste Lösung von Blei- und anderen Silikaten zu betrachten.

3. Präparate des Bleiorthosilikats $Pb_2\,Si\,O_4$.

a) Fragmente und Dünnschliff der Schmelze mit 66 ²/₃ % Pb O (2 Pb O : 1 $Si\,O_2$).

Diese waren farblos und schienen homogen zu sein. Die Struktur war faserig bis stengelig, mit einem transversalen Blätterbruch. Die Auslöschung ist parallel und eine negative, zweiachsige Interferenzfigur wurde beobachtet. Die Brechungsexponenten und die Doppelbrechung sind hoch. Nach Cooper, Shaw und Loomis soll dieses Präparat hexagonal sein, welche Angabe jedoch auf unvollständige Beobachtungen basiert wurde.

b) Fragmente und Dünnschliff der Schmelze mit 65 % Pb O.

Die Struktur ist meistens stengelig und der der 2 : 1-Schmelze ähnlich. Wird das Präparat gepulvert und zwischen gekreuzten Nicols untersucht, so beobachtet man, daß zwei Substanzen in ungefähr gleicher Menge vorhanden sind. Die eine Substanz ist weiß bis blaßgelb zwischen gekreuzten Nicols und gibt eine negative einachsige Interferenzfigur und ähnelt dem Barysilit, während die andere hohe Farben zeigt und eine zweiachsige Figur lieferte, welche jedoch zum Teil positiv und zum Teil negativ wie für die 2 : 1-Mischung war. Die Substanz mit dem positiven optischen Charakter konnte nicht identifiziert werden.

c) Dünnschliff der Schmelze mit 69 % Pb O.

Dieses Präparat enthält mehr Pb O als das Orthosilikat. Der Dünnschliff war nicht homogen. Eine Substanz war faserig und farblos, mit einem transversalen Blätterbruch. Parallele Auslöschung. Negativ und zweiachsig. Diese Eigenschaften deuten auf die 2 : 1-Verbindung hin. Eine braune, mehr oder minder opake Substanz mit optischen Anomalien der Interferenzfarben und -figur war auch zu beobachten. Die anomale blaue Farbe war sehr

charakteristisch und die Figur zeigt ein anomales Kreuz, welches im monochromatischen Lichte nicht geändert wurde. Diese scheinbaren Anomalien sollen weiter untersucht werden. Sie wurden auch in den Präparaten mit höherem Gehalt an Pb O beobachtet.

d) Schlußfolgerung.

Nach dieser optischen Analyse scheint die Schmelze mit 66 $^2/_3$ Äquivalentprozent Pb O (2 Pb O : 1 Si O_2) eine definitive Verbindung (Pb_2SiO_4) darzustellen, welche optisch zweiachsig und negativ ist, aber bis jetzt noch nicht in der Natur gefunden worden ist.

4. Präparate mit mehr als 70 % Pb O.

a) Fragmente der Schmelze mit 75 % Pb O (3 Pb O : 1 Si O_2).

Stengelige Struktur mit transversalem Blätterbruch. Freies Pb O war gar nicht, oder nur in sehr geringer Menge vorhanden. Dieses Material zeigte fast ausschließlich die anomale blaue Interferenzfarbe, die im 69prozentigen Präparate beobachtet wurde. Einige Körner waren mehr gelb, aber alle zeigten das farbige Achsenkreuz, welches gewöhnlich blau war. Das Material hat scheinbar die Eigenschaft einer einachsigen Substanz.

b) Fragmente der Präparate mit noch höherem Gehalt an Pb O.

Diese besitzen eine geringe Menge der Substanz mit einer anomalen blauen Farbe, aber scheinen mehr freies Pb O zu enthalten.

c) Schlußfolgerungen.

Das Präparat mit der Zusammensetzung 3 Pb O : 1 Si O_2 scheint homogen, aber optisch anomal zu sein.

5. Bleioxyd und Kieselsäure.

Die Komponenten des Systems sind in der Literatur ziemlich vollständig beschrieben[1]. Bleioxyd ist unter dem Mikroskop etwas pleochroisch und besitzt einen auffallenden Blätterbruch. Zweiachsig und positiv. Quarz ist leicht mittels der niedrigen Brechungsexponenten, schwacher Doppelbrechung, hexagonaler Umgrenzung, der einachsigen Interferenzfigur und des positiven Charakters zu identifizieren.

6. Allgemeine Schlußfolgerungen.

Die optische Untersuchung einer großen Reihe von PbO—Si O_2-Präparaten und der verschiedenen Mineralien dieses Systems zeigt, daß wir die Existenz der 1 : 1-, 2 : 1- und 3 : 2-Verbindungen als festgestellt betrachten können. Die Eigenschaften der 1 : 1- und 3 : 2-Verbindungen stimmen resp. mit denen der Mineralien Alamosit und Barysilit überein. Die Existenz einer 3 : 1-Verbindung ist auch höchst wahrscheinlich. Das Bleisilikat, welches sich unter einem Bleiofen bildete, scheint eine komplexe und unbestimmte, feste Lösung zu sein.

Februar, 1912.

---

[1] Groth, Chemische Kristallographie. I. p. 76 und 86.

Ein mehliges Siliciumdioxyd.

Von **Fr. Tućan**, Agram (Zagreb, Kroatien).

Gelegentlich einer Studienreise auf die dalmatinische Inselgruppe (im Jahre 1911) fand ich auf der Insel Brač unmittelbar bei der Ortschaft Milna ein Siliciumdioxyd, welches nach seinen Eigenschaften und der Art seines Vorkommens bemerkenswert erscheint.

Wie fast alle dalmatinischen Inseln so besteht auch die Insel Brač aus Kreidekalk, der der Insel den Charakter des typischen Karstes verleiht. Die weißen Kalkwände, welche sich über dem Meeresspiegel erheben, sind mit Pflanzen spärlich bewachsen; am häufigsten begegnet man dort der Weinrebe und der Olive. Wasserquellen kommen nur selten vor, und wo sie erscheinen, hat das Wasser einen salzigen Geschmack. *Terra rossa* (Bauxit), dieser ständige Begleiter der Karstgegenden, ist auf der ganzen Insel sehr verbreitet und hebt sich sehr schön durch seine rote Farbe auf den weißen Kalken hervor. Auf der Insel stößt man auch auf einige Höhlen. Eine solche Höhle befindet sich in dem Weingarten N. Filipić auf der Südseite des Dorfes Milna. Von den Ortsbewohnern wird diese Höhle Slana spilja (Salzhöhle) genannt, und zwar mit vollem Rechte, da sich auf ihren Wänden Kochsalz angesammelt hat, (in der Form von winzigen Haaren, Haarsalz). Der Kalkstein, auf welchem das Kochsalz ausgeschieden ist, ist sekundären Ursprunges und man sieht, wie sich derselbe am Kreidekalke angesammelt hat, der ihm als Unterlage dient. Während Kreidekalk ein dichtes, festes Gestein ist, das unter dem Mikroskope eine feinkörnige Struktur zeigt, ist dieser sekundärer Kalkstein der Schreibkreide sehr ähnlich. Er kann sehr leicht gepulvert werden und kleinere Stücke kann man mit den Händen leicht zerbrechen. Seine Farbe ist trübweiß mit einem Stich ins Gelbe. Wenn man ein Stück von diesem Kalke mit Wasser begießt, wird das Wasser allmählich milchigweiß, und wenn man diese milchige Lösung zu filtrieren versucht, so geht dieselbe durch das Filter. Mit Salz-, Schwefel- oder Salpetersäure angesäuert, verändert sich diese milchige Lösung nicht im mindesten. Ebensolche Lösung erhält man, wenn man den erwähnten Kalkstein in HCl, H_2SO_4 oder HNO_3 auflöst; auch diese HCl-, H_2SO_4-, oder HNO_3 Lösungen sind nicht filtrierbar: das Filtrat ist wieder immer milchigweiß.

Bei der chemischen Analyse erzielte ich folgendes Resultat:

SiO_2	20,27
Al_2O_3	0,03
Fe_2O_3	0,20
CaO	40,38
MgO	0,89
Na	1,78
K	Spur
H_2O	0,42
Cl	3,15
CO_2	33,18
	100,30

Aus dieser Analyse sieht man, daß im Kalksteine außer $NaCl$, MgO, Al_2O_3, Fe_2O_3 und H_2O auch noch SiO_2 vorhanden ist. $NaCl$ kann man schon makroskopisch als feine Fasern und Haare auf dem Kalksteine feststellen. U. d. M. sieht man diese Fasern in verschieden gebogenen Formen. Neben den sehr winzigen Kalkkörnchen und einigen Kochsalzfasern kann man u. d. M. mit dem besten Willen keine Spur von Quarz bemerken, welchen man als Ursache jenes SiO_2 vermuten könnte.

Ich habe von diesem kreideartigen Kalke ein größeres Stück in kalter, verdünnter Salzsäure aufgelöst und bekam einen weißen Niederschlag als unlöslichen Rückstand. Durch vielfaches Dekantieren beseitigte ich den größeren Teil von $CaCl_2$ und $NaCl$, welche in Lösung vorhanden sind, dann brachte ich den ganzen Niederschlag auf das Filter, wo er so lange ausgewaschen wurde, bis keine Spur mehr von Ca, Na und Cl zu konstatieren war. Bei diesem Auswaschen ging der Niederschlag durch das Filter, der größere Teil desselben blieb jedoch auf dem Filter zurück. Diesen Niederschlag (unlöslichen Rückstand) unterwarf ich einer chemischen Analyse und erhielt folgendes Resultat:

SiO_2	97,92
Al_2O_3	0,26
Fe_2O_3	0,41
CaO	0,72
H_2O	0,18
CO_2	0,60
	100,09

Der unlösliche Rückstand ist also nichts anderes als ein Siliciumdioxyd, welches als außerordentlich feiner Staub auftritt. Dieser Staub ist weiß und so fein, daß man ihn zwischen den Fingern nicht fühlt. Wenn man davon ein Präparat für die mikroskopische Untersuchung anfertigt und dasselbe u. d. M. beobachtet, kann man erst bei einer starken Vergrößerung (540fach, Mikroskop Modell I a, von Fuess) winzige Pünktchen wahrnehmen. Die Beobachtung zwischen gekreuzten Nicols gibt keinen sicheren Aufschluß darüber, ob man eine isotrope (amorphe) oder anisotrope (kristallinische) Substanz vor sich hat. Erst wenn eine Gipsplatte vom Rot I. Ordnung angewendet wird, kann festgestellt werden, daß diese Siliciumdioxydsubstanz doppelbrechend ist, daß dieser feine Staub eine kristalline Phase von SiO_2 ist.

Was die Löslichkeit dieser mehligen Kieselsäure anbelangt, so zeichnet sie sich durch einige Eigentümlichkeiten aus, welche bei dem Quarz nicht bekannt sind. Nach den Untersuchungen von G. Lunge und C. Millberg [1] hängt die Löslichkeit des Quarzes

[1] G. Lunge und C. Millberg: Über das Verhalten der verschiedenen Arten von Kieselsäure zu kaustischen und kohlensauren Alkalien. Zeitschr. f. angew. Chemie. 1897. p. 393.

von der Feinheit des Materials ab; je feiner der Quarz gepulvert ist, desto löslicher ist er. Allerfeinstes, als Milchtrübung schwebend bleibendes Quarzpulver wurde beim Kochen mit Alkalilauge nach 2 Stunden vollständig gelöst. Unsere mehlige Siliciumdioxydvarietät ist so fein, daß sie mit dem Wasser begossen, eine milchige Lösung gibt. Erst nach 68stündigem Stehen fällt der größte Teil des Pulvers zu Boden; ein Teil des Pulvers bleibt aber schwebend im Wasser und auch nach mehrmonatlichem Stehen sedimentiert es nicht, sondern bleibt noch immer schwebend und gibt dem Wasser eine starke Opaleszenz. Dieser feine Staub wurde nicht nur in verdünnter, sondern auch in konzentrierter Alkalilauge gekocht. Das Kochen dauerte 20 Stunden, das Siliciumdioxydpulver blieb aber unverändert. Ob etwas von diesem SiO_2-Pulver aufgelöst wurde, konnte ich nicht konstatieren, da das Filtrieren unmöglich ist; durch das Filtrierpapier (Baryt-Filtrierpapier von Max Dreverhoff und schwedisches Beleliuspapier) geht die milchige Lösung hindurch und im Filtrate findet man wieder SiO_2-Pulver. Ebenso geht es auch mit dem Auflösen im Alkalicarbonate. Nach 20stündigem Kochen in 20 %iger Sodalösung wurde nur 4 % SiO_2 gelöst; alles übrige blieb im staubigen Zustande unverändert, und wenn man mit dem Auswaschen auf dem Filtrierpapier beginnt, geht die milchige Lösung durch das Filter. Durch das mehrstündige Kochen in konzentrierter Salzsäure bleibt das Siliciumdioxydpulver ebenso unverändert, Schwefelsäure aber ist nicht ohne Wirkung: beim mehrstündigen Kochen in konzentrierter H_2SO_4 geht das Pulver in einen flockigen (voluminösen) Zustand über und in diesem Zustand läßt es sich leicht filtrieren. Durch Kochen mit konzentrierter Schwefelsäure ist also unsere mehlige Kieselsäure aufschließbar. In Flußsäure löst sich das SiO_2-Pulver sehr leicht und mit Alkalicarbonat schmilzt es leicht und schnell.

Hier möchte ich noch eine Eigentümlichkeit erwähnen: wenn diese mehlige Kieselsäure geglüht wird, verändert sie sich insoferne, als sie filtrierbar wird. Solches geglühtes Pulver zeigt u. d. M. keine Veränderungen.

Soweit ich die mineralogische Literatur kenne, so ist eine solche Varietät des kristallinischen Siliciumdioxyds nicht bekannt. Nur A. Frenzel[1] hat eine Notiz über Mehlquarz mitgeteilt, daraus geht aber hervor, daß dieser Mehlquarz nicht aus allerfeinsten Teilchen besteht, da Frenzel u. d. M. konstatieren konnte, daß der Mehlquarz aus unregelmäßigen Körnchen zusammengesetzt ist. In dieser Notiz findet man keine Angaben über die Löslichkeit des Mehlquarzes, und man kann nicht sagen, inwieweit derselbe unserer Varietät ähnlich ist oder von ihr abweicht.

[1] A. Frenzel, Mineralogisches. 5. Mehlquarz. Min. u. petr. Mitt. 3. p. 514.

Während A. Frenzel im Terrain selbst die Entstehung des Mehlquarzes aus dem Amethyst verfolgen und erklären konnte, ist die Herkunft unserer Varietät noch ganz unerforscht, so daß man nur Vermutungen aufstellen kann. Die Art des Vorkommens spricht mehr für die Entstehung aus wässeriger Lösung. Das Siliciumdioxyd kommt, wie schon erwähnt, zusammen mit dem Kalke als dünne Schicht auf dem dichten Kreidekalke vor. Der Kalkstein, in welchen das Siliciumdioxyd vorkommt, ist unzweifelhaft hier auskristallisiert. Möglicherweise trugen jene Wässer, welche durch die Klüftungen und Sprünge des Kalksteines durchfließend aufgelöstes Calciumbicarbonat führten, auch aufgelöste Kieselsäure mit sich, die dann zusammen mit dem Kalkcarbonat auskristallisierte und sich sedimentierte. Diese Auffassung nötigt uns zur Annahme, daß das (kohlensäurehaltige) Wasser, welches leicht den Kalkstein löst, auch den Quarz in Lösung bringen kann, der sich regelmäßig in den Kalken und Dolomiten des kroatischen Karstes findet.

Min.-petr. Institut zu Zagreb (Agram), 1912.

Ueber die Isomorphieverhältnisse und die Konstitution der Markasit-Arsenkies-Glaukodot-Gruppe.

Von **A. Beutell** in Breslau.

Mit 2 Textfiguren.

(Schluß.)

Um der Besprechung dieser, für die Konstitution der verschiedenen Glieder der Arsenkiesgruppe wichtigen Frage, eine sichere Grundlage zu geben, lege ich den folgenden Betrachtungen die Ausführungen Nernst's zugrunde (Nernst, Theoretische Chemie 1907. p. 183), welcher den gegenwärtigen Stand der Isomorphielehre in folgender treffender Weise präzisiert: „Die Fähigkeit fester Stoffe, ein molekulares festes Gemisch zu bilden, ist eine ganz allgemeine; in weitaus den meisten Fällen aber sind Mischkristalle nur innerhalb gewisser Grenzen, nämlich derer der gegenseitigen Sättigung, darstellbar. Jeder feste Stoff vermag also jede andere Substanz mindestens spurenweise aufzunehmen und mit ihr eine, wenn auch meistens äußerst verdünnte, feste Lösung zu bilden; ihre Konzentration ist zweifellos außerordentlich klein, wenn der feste Stoff ein Metall und die zu lösende Substanz eine nicht metallische ist, oder vice versa, und sie entzieht sich meistenteils wegen ihrer Geringfügigkeit, obwohl wahrscheinlich sehr viel größer als im obigen Falle, der Wahrnehmung auch dort, wo es sich um Auflösung von festem Salz in Salz handelt. Mit der chemischen Analogie wächst der Grad der Mischbarkeit, so daß man die Fähigkeit, innerhalb weiterer Grenzen oder gar in jedem Mengenverhältnis Mischkristalle zu bilden, fast ausschließlich bei chemisch völlig vergleichbaren Stoffen antrifft. Da beim Falle

vollständiger Mischbarkeit alle Eigenschaften des Mischkristalls, also auch seine Form eine stetige Funktion der Zusammensetzung (genau wie bei jedem flüssigen oder gasförmigen Gemische) sein muß, da aber ein allmähliger, stetiger Ausgleich der Kristallform erfahrungsgemäß nur möglich ist, wenn bei den beiden reinen Kristallen bereits anfängliche Ähnlichkeit vorhanden war, so folgt (gewissermaßen als ein Spezialfall des obigen, viel allgemeineren Satzes) die Mitscherlich'sche Regel, daß häufig chemisch analoge Stoffe ähnliche Kristallform besitzen.

Zeigt die Mischungsreihe eine Lücke, so kann die Kristallform der Endglieder beliebig verschieden sein, während chemische Analogie doch im weitesten Maße vorhanden ist; da nun in den Mischungsreihen zu beiden Seiten der Lücke jeder Kristall gezwungen ist, sich der Kristallform des andern anzupassen, so deutet eine größere Ausdehnung der Mischungsreihe darauf hin, daß er sie anzunehmen eine gewisse Neigung besitzt, tatsächlich wird es dann oft beobachtet, daß auch in ganz reinem Zustande der eine Kristall als labile Modifikation die Form des anderen anzunehmen vermag (Isodi—Isopolymorphie).

Sozusagen versteckt liegt also der Isomorphie die Regel zugrunde, daß die Mischbarkeit mit der chemischen Analogie wächst."

Da auf die große Ähnlichkeit im Habitus des Markasits und des Arsenkieses, sowie auf die Verschiedenheiten zwischen Arsenkies und Löllingit wiederholt hingewiesen worden ist, so erübrigt nur noch die Diskussion der chemischen Analogie, weil sie sich nach den Ausführungen Nernst's in dem Grade der Mischbarkeit wiederspiegeln muß.

Wie aus den Tabellen 3, 4 und 2 hervorgeht, enthält nach den bisher ausgeführten Analysen

der Markasit	bis	9,5	%	$SAsFe$
der Löllingit	„	35,7	„	$SAsFe$
der Arsenkies	„	13,2	„	S_2Fe
	„	19,0	„	As_2Fe

beigemischt. Die Mischbarkeit ist zwar eine beschränkte, doch geht sie weit hinaus über diejenigen Beimengungen, die man als Verunreinigungen zu bezeichnen pflegt und die nur in Spuren auftreten. Während aus solchen spurenweisen Beimengungen auf chemische Analogie zwischen den Komponenten nicht geschlossen werden kann, weisen die aufgefundenen Beimengungen von S_2Fe, As_2Fe und $SAsFe$ immerhin schon auf eine beträchtliche chemische Ähnlichkeit hin. Nun sind Schwefel und Arsen so unähnliche Elemente (sie gehören verschiedenen Gruppen des periodischen Systems an), daß an eine gegenseitige isomorphe Vertretung nicht zu denken ist. Die Untersuchungen von Retgers haben ergeben, daß viel ähnlichere Elemente isomorphe Verbindungen nicht zu

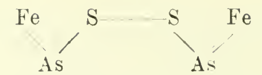
bilden vermögen. Wenn hiernach die chemische Analogie nicht in der Ähnlichkeit der Komponenten begründet ist, so kann sie nur auf der gleichen Konstitution beruhen. Auf diese Weise führt die bereits als notwendig erkannte Verdoppelung der Arsenkiesformel mit Notwendigkeit auch auf die Verdoppelung der Markasit- und Löllingitformel, so daß der Arsenkiesformel $S_2As_2Fe_2$ für Markasit und Löllingit die Formeln S_4Fe_2 und As_4Fe_2 an die Seite zu stellen sind. Auch diese Konsequenz ist bereits von Groth gezogen worden. Der Groth'schen Konstitutionsformel für Arsenkies würden die folgenden Konstitutionsformeln für Markasit und Löllingit entsprechen:



Übrigens ist die Verdoppelung der Markasit- und Löllingitformel auch deshalb unbedingt notwendig, weil isomorphe Substanzen ein ähnliches Molekularvolumen besitzen müssen.

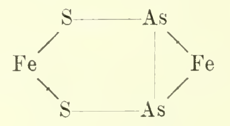
Wenn dem Markasit und dem Löllingit die Formeln S_4Fe_2 und As_4Fe_2 zukommen, so wird man die Frage aufwerfen müssen, ob der Arsenkies $S_2As_2Fe_2$ überhaupt noch als Doppelsalz von Markasit und Löllingit aufgefaßt werden kann. Betrachtet man ihn nicht als Doppelsalz, sondern als völlig selbständige Verbindung, so fällt das Hauptargument Retgers' fort, welcher isomorphe Mischungen zwischen Arsenkies und Markasit, sowie zwischen Arsenkies und Löllingit gerade deshalb für unmöglich hielt, weil sich die Komponenten nicht mit dem Doppelsalz mischen können. Nun ist diese Retgers'sche Hypothese durch so viele Tatsachen gestützt, daß sie einen hohen Grad von Wahrscheinlichkeit besitzt, und es ist daher nicht anzunehmen, daß der Arsenkies eine Ausnahme von derselben machen sollte. Vielmehr dürfte sich das abweichende Verhalten desselben dadurch erklären, daß er kein Doppelsalz ist. Deshalb liegt auch bei den Kurven, welche den Zusammenhang zwischen der Länge der a-Achse und der chemischen Zusammensetzung zur Darstellung bringen, der Normalarsenkies nicht außerhalb der Kurve (wie es bei Doppelsalzen stets der Fall ist), sondern als Knickpunkt in derselben.

Nachdem die obigen Betrachtungen zu dem Resultat geführt haben, daß die Arsenkiesformel mindestens verdoppelt werden muß, bleibt noch zu untersuchen, welche Stellung den Atomen im Molekül anzuweisen ist. Außer der bereits erwähnten Konstitutionsformel von Groth, ist von Starke, Shock und Edgar Smith (Journ. Am. Chem. Soc. 1897. **19**. p. 948; N. Jahrb. f. Min. etc. 1899. II. p. 10) die folgende Gruppierung in Vorschlag gebracht worden:



Zur Begründung derselben führen die Verfasser die Tatsache ins Feld, daß sich der gesamte Schwefel durch heißen Wasserstoff aus dem Arsenkies austreiben läßt, woraus hervorgehen soll, daß der Schwefel mit dem Eisen nicht direkt verbunden sein kann. Daß diese Formel höchst unwahrscheinlich ist, geht aus folgender Überlegung hervor. Da an der Isomorphie des Markasits und Arsenkieses nach dem Vorhergehenden nicht zu zweifeln ist, und da dieselbe bei der großen Verschiedenheit der Komponenten nur durch die gleiche Konstitution zu erklären ist, so muß sich die Formel des Arsenkieses ohne weiteres auf den Markasit anwenden lassen. Dies ist jedoch nicht der Fall, da sie nur für das dreiwertige Arsen möglich ist.

Die Untersuchung der bei der Vakuumdestillation erhaltenen Destillate hatte für den Normalarsenkies zu folgender Konstitutionsformel geführt (dies. Centralbl. 1911. p. 316):



2. Glaukodot und Glanzkobalt.

Der Habitus der Kristalle ist bei den Glaukodoten derselbe wie beim Arsenkies; auch die chemische Analyse ergibt eine ganz ähnliche Zusammensetzung, nur ist das Eisen teilweise durch Kobalt vertreten. Groth schreibt dem Glaukodot (Tab. Übers. 1898. p. 23) die Formel (Fe, Co) As S oder $(Fe, Co)(As, S)_2$ zu. Er spricht somit den Glaukodot als eigene Mineralspezies an, deren Formel von demselben Typus wäre, wie die Arsenkiesformel; aus seiner zweiten Formel geht hervor, daß er eine isomorphe Vertretung des Schwefels durch Arsen annimmt.

Anstatt der Annahme einer gegenseitigen Vertretung von Arsen und Schwefel, die vom chemischen Standpunkte als höchst unwahrscheinlich gelten muß, kann ebenso wie beim Arsenkies auch an eine isomorphe Beimengung von $S_4 Fe_2$ und $As_4 Fe_2$ gedacht werden, wie sie für die Arsenkiese nachgewiesen worden ist. Eine dritte Möglichkeit besteht in der Annahme einer selbständigen Eisen- neben einer selbständigen Kobaltverbindung von der Formel S As Fe beziehentlich S As Co. Die letztere Ansicht ist von Tschermak vertreten worden (Sitzungsber. Akad. Wien 1867. **55**. p. 447; No. 9, 72; N. Jahrb. f. Min. etc. 1867. p. 477 u. 713), welcher große Kristalle von Håkansboda untersucht hatte. Inzwischen hat sich das Analysenmaterial vermehrt, sodaß sich die Isomorphieverhältnisse

Tabelle 8. Glaukodot.

	S	As	Fe	Co	Summe	Inklusive	S : As : (Fe + Co)
1. Skutterud . . .	17,57	47,55	26,54	8,31	99,97	—	55 : 63 : 47 + 14 = 1,0 : 1,1 : 1,1
2. „ . . .	13,34	46,76	26,36	9,01	99,47	—	54 : 62 : 47 + 15 = 1,0 : 1,1 : 1,1
3. „ . . .	18,06	46,01	26,97	8,38	99,42	—	56 : 61 : 48 + 14 = 1,0 : 1,1 : 1,1
4. „ . . .	—	—	28,77	6,50	—	—	— — 52 + 11 = — — —
5. „ . . .	17,48	47,45	30,91	4,75	100,59	—	55 : 63 : 55 + 8 = 1,0 : 1,1 : 1,1
6. „ . . .	19,01	45,84	16,27	18,64	99,76	—	59 : 61 : 29 + 32 = 1,0 : 1,0 : 1,0
7. „ . . .	18,67	45,74	16,46	16,18	99,85	2,80 Ni	58 : 61 : 29 + 27 = 1,0 : 1,1 : 1,0
8. Håkansboda . .	19,80	44,03	19,34	16,06	99,23	—	62 : 59 : 34 + 27 = 1,0 : 1,0 : 1,0
9. „ . .	19,85	44,30	19,07	15,00	100,00	0,80 Ni + 0,98 SiO_2	62 : 59 : 34 + 25 = 1,0 : 1,0 : 1,0
10. Siegen	19,98	42,53	25,98	8,67	100,00	2,84 Sb	62 : 59 : 46 + 15 = 1,0 : 1,0 : 1,0
11. „	20,86	42,94	28,03	8,92	100,75	—	65 : 57 : 50 + 15 = 1,1 : 1,0 : 1,1
12. „	19,08	43,14	24,99	9,62	100,75	1,04 Sb, 2,36 Cu, 0,52 Gangart	59 : 57 : 45 + 14 = 1,0 : 1,0 : 1,0
13. Franconia . . .	17,84	41,44	32,94	6,45	98,67	—	56 : 55 : 59 + 11 = 1,0 : 1,0 : 1,3
14. Graham	18,84	42,22	33,32	4,09	100,00	0,60 Sb, 0,93 Ni	59 : 56 : 59 + 9 = 1,1 : 1,0 : 1,2
15. Huasco	20,21	43,20	11,90	24,77	100,08	Ni Spur	63 : 58 : 21 + 42 = 1,1 : 1,0 : 1,1
16. San Simon . .	20,10	42,80	26,50	7,80	97,20	—	63 : 57 : 47 + 18 = 1,1 : 1,0 : 1,1
17. Chile	19,81	41,48	33,12	3,95	98,36	—	62 : 55 : 59 + 7 = 1,1 : 1,0 : 1,2
18. Copiapó	20,25	44,30	30,31	5,84	100,60	—	63 : 59 : 54 + 10 = 1,1 : 1,0 : 1,1
19. Håkansbo . . .	18,41	38,80	20,14	16,36	100,00	0,46 Ni	57 : 52 : 36 + 28 = 1,1 : 1,0 : 1,2

auf rein chemischem Wege mit ziemlicher Sicherheit feststellen lassen. Die folgende Tabelle enthält eine Zusammenstellung aller bekannten Analysen, wie sie sich in HINTZE's Handbuch p. 865 findet. Neu hinzugefügt ist nur eine einzige, vom Verfasser ausgeführte Analyse eines Kristalls von Håkansbo. Um eine bessere Einsicht in die empirische Zusammensetzung der Glaukodote zu erlangen, wurden der Tabelle die Atomverhältnisse von S : As : (Fe + Co) beigefügt.

Man ersieht aus dieser Tabelle zunächst, daß das Atomverhältnis S : As : (Fe Co) ungefähr gleich 1 : 1 : 1 ist; die größte Abweichung beträgt drei Einheiten der ersten Dezimale. Was das Atomverhältnis zwischen Eisen und Kobalt anbelangt, so ist es in vier Glaukodoten von Skutterud nahezu wie 1 : 1, was auf einen, dem Normalarsenkies entsprechenden Normalglaukodot hinweist, dem die Formel S_2As_2CoFe zuzuschreiben wäre. Nur in dem Glaukodot von Huasco überwiegt das Kobalt; in den übrigen findet sich ein z. T. sehr beträchtlicher Überschuß von Eisen.

Es frägt sich nun, wie die von dem Normalglaukodot abweichenden Vorkommen zu deuten sind. Da sich die Arsenkiese als Mischungen des Normalarsenkieses $S_2As_2Fe_2$ mit S_4Fe_2 und As_4Fe_2 herausgestellt haben, so liegt es nahe, die Glaukodote in gleicher Weise aufzufassen. Um zu prüfen, ob diese Vermutung mit dem vorhandenen Analysenmaterial im Einklang ist, wurden die Atomzahlen von Schwefel und Arsen gleichgemacht und der Überschuß des einen oder des anderen als S_4Fe_2 oder As_4Fe_2 abgerechnet. Die Rechnung ergibt, daß der Gehalt an As_4Fe_2 von 2,06 bis 8,24 % steigt, während der Gehalt an S_4Fe_2 zwischen 0,60 und 4,80 % schwankt. Setzt man die zulässige Fehlergrenze auf eine Einheit der ersten Dezimale fest, so führen von 19 Analysen 13 auf das richtige Atomverhältnis S : As : (Fe Co) = 1 : 1 : 1. Die Analysen, welche größere Abweichungen aufweisen, haben im allgemeinen einen Überschuß von Metall. Unter diesen befindet sich auch die Analyse des Verfassers von Håkansbo, welche auf das Atomverhältnis 1,6 : 1,0 : 1,2 führt. Durch Anschleifen und Polieren von Stückchen desselben Kristalls konnte ich Einschlüsse von Magneteisen nachweisen. Es liegt nahe, den Überschuß an Eisen auch bei den übrigen Analysen auf die gleiche Weise zu erklären. Die Übereinstimmung der Analysen mit der Annahme, daß die Glaukodote als Mischungen eines Normalglaukodots von der Formel S_2As_2FeCo mit S_4Fe_2 und As_4Fe_2 anzusehen sind, ist hiernach eine vorzügliche. Die folgende Zusammenstellung enthält die für jeden Glaukodot in Abzug gebrachten Gewichtsprozente von S_4Fe_2 und As_4Fe_2 sowie die Atomverhältnisse von S : As : (Fe + Co).

Tabelle 9.

	Nach Abzug von S_4Fe_2	As_4Fe_2	S : As : (Fe + Co)	S : As : (Fe Co)
1. Skutterud	—	8,24	55 : 55 : 43 + 14	= 1,0 : 1,0 : 1,0
2. „	—	8,24	54 : 54 : 43 + 15	= 1,0 : 1,0 : 1,1
3. „	—	5,15	56 : 56 : 46 + 14	= 1,0 : 1,0 : 1,1
5. „	—	8,24	55 : 55 : 56 + 8	= 1,0 : 1,0 : 1,2
6. „	—	2,06	59 : 59 : 28 + 32	= 1,0 : 1,0 : 1,0
7. „	—	3,09	58 : 58 : 28 + 27	= 1,0 : 1,0 : 1,0
8. Håkansboda . . .	1,80	—	59 : 59 : 33 + 27	= 1,0 : 1,0 : 1,0
9. „ . . .	1,80	—	59 : 59 : 32 + 25	= 1,0 : 1,0 : 1,0
10. Siegen	1,80	—	59 : 59 : 49 + 15	= 1,0 : 1,0 : 1,1
11. „	4,80	—	57 : 57 : 46 + 15	= 1,0 : 1,0 : 1,1
12. „	—	6,18	52 : 52 : 41 + 14	= 1,0 : 1,0 : 1,1
13. Franconia	0,60	—	55 : 55 : 58 + 11	= 1,0 : 1,0 : 1,3
14. Graham	1,80	—	56 : 56 : 58 + 9	= 1,0 : 1,0 : 1,2
15. Huasco	3,00	—	58 : 58 : 19 + 42	= 1,0 : 1,0 : 1,0
16. San Simon	3,60	—	57 : 57 : 44 + 18	= 1,0 : 1,0 : 1,1
17. Chile	4,20	—	55 : 55 : 56 + 7	= 1,0 : 1,0 : 1,1
18. Copiapó	2,40	—	59 : 59 : 52 + 10	= 1,0 : 1,0 : 1,0
19. Håkansbo	3,00	—	52 : 52 : 33 + 28	= 1,0 : 1,0 : 1,2

Die Atomzahlen von Eisen und Kobalt befinden sich auch nach dem Abzug von S_4Fe_2 und As_4Fe_2 nicht im Verhältnis von 1 : 1, wie es bei Normalglaukodot sein müßte, sondern es ist im allgemeinen ein beträchtlicher Überschuß an Eisen zu konstatieren. Nur die Nummern 7, 8 und 19 führen nahezu auf das Verhältnis Fe : Co = 1 : 1. Es ist daher wahrscheinlich, daß sich bei den übrigen Glaukodoten außer Markasit respektive Löllingit als vierte Komponente noch Arsenkies zugesellt.

Die Berechnung derselben Analysen auf Grund der Tschermak'schen Hypothese, daß die Glaukodote isomorphe Mischungen von S As Fe und S As Co seien, führt auf die in der folgenden Tabelle zusammengestellten Resultate. Die Berechnung wurde in der Weise ausgeführt, daß zunächst die Gewichtsprozente Schwefel und Arsen, welche zum Eisen gehören, abgezogen wurden. Wenn die Hypothese zutreffend wäre, müßte für 1 Atom Kobalt je 1 Atom Arsen und Schwefel übrig bleiben. Es müßte sich das Verhältnis S : As : Co = 1 : 1 : 1 ergeben.

Schätzt man die zulässige Fehlergrenze der Atomzahlen wiederum auf eine Einheit der ersten Dezimale, so stimmen von den 19 Analysen nur 4 mit der Theorie überein (No. 6, 7, 8 und 9), und zwar sind es dieselben, welche nahezu die Zusammensetzung des Normalglaukodots besitzen. Die übrigen führen zum großen

Tabelle 10. Umrechnung des Glaukodots auf SAsFe + nSAsCo.

	SAsFe			SAsCo			
	Fe	S	As	Co	S	As	S : As : Co
1. Skutterud	26,54	15,2	35,7	8,31	2,4	11,8	1,0 : 2,3 : 2,0
2. „	26,36	15,0	35,4	9,01	2,3	11,4	1,0 : 2,1 : 2,1
3. „	26,97	15,4	36,2	8,38	2,7	9,8	1,0 : 1,4 : 1,7
5. „	30,91	17,6	41,5	4,75	— 0,1	6,0	— 1,0 : 1,0
6. „	16,27	9,3	21,8	18,64	9,7	24,0	1,0 : 1,0 : 1,0
7. „	16,46	9,4	22,2	16,18	9,3	23,5	1,1 : 1,1 : 1,0
8. Håkansboda	19,34	11,0	25,8	16,06	8,8	18,2	1,1 : 1,0 : 1,1
9. „	19,07	10,8	25,6	15,00	9,0	18,7	1,1 : 1,0 : 1,0
10. Siegen	25,98	14,8	35,0	8,67	5,2	7,5	1,6 : 1,0 : 1,5
11. „	28,03	16,0	37,5	8,92	4,9	5,4	2,1 : 1,0 : 2,1
12. „	22,90	13,0	30,7	9,62	3,7	12,4	1,0 : 1,4 : 1,3
13. Franconia	32,94	18,8	44,3	6,45	— 1,0	— 2,9	— — —
14. Graham	33,32	19,0	44,7	4,09	— 0,2	— 2,5	— — —
15. Huasco	11,94	6,8	16,0	24,77	13,4	27,2	1,2 : 1,0 : 1,2
16. San Simon	26,50	15,1	35,5	7,80	5,0	7,3	1,6 : 1,0 : 1,3
17. Chile	33,12	18,8	44,3	3,95	1,0	— 2,8	1,0 — : 2,0
18. Copiapó	30,31	17,2	40,6	5,84	3,0	3,7	1,8 : 1,0 : 2,0
19. Håkansbo	20,14	11,4	27,0	16,36	7,0	11,8	1,5 : 1,0 : 1,7

Teil zu ganz falschen Atomverhältnissen, und selbst die 4 übereinstimmenden haben ungenauere Werte als nach der vom Verfasser angegebenen Umrechnung. Somit befindet sich die Annahme, daß die Glaukodote als Mischungen von S As Fe und S As Co anzusprechen wären, im Widerspruch mit den Resultaten der chemischen Analyse.

Die geometrischen Konstanten des Glaukodots (von Håkansboda nach Lewis, Zeitschr. f. Krist. etc. **1**. p. 67; **2**. p. 518: Hintze, Handbuch d. Min. p. 861), Markasits, Arsenkieses und Löllingits sind aus der folgenden Zusammenstellung ersichtlich:

	a	Differenz	c	Differenz
Markasit	0,7662		1,2342	
		0,0720		0,0417
Glaukodot	0,6942		1,1925	
		0,0112		0,0002
Arsenkies	0,6830		1,1923	
		0,0141		— 0,0404
Löllingit	0,6689		1,2331	

Während die Differenzen in der c-Achse ungefähr gleich, wenn auch von verschiedenem Vorzeichen sind, zeigen die Differenzen der a-Achse eine große Verschiedenheit. Die Mischbarkeit des Glaukodots mit Markasit und Löllingit ist ungefähr die gleiche. Im Maximum kommt auf etwa 7 Moleküle Normalglaukodot je ein Molekül Markasit oder Löllingit.

Um über die Konstitution des Glaukodots Aufschluß zu erhalten, wurde vom Verfasser dasselbe Verfahren wie beim Arsenkies in Anwendung gebracht. Die Resultate der Vakuumdestillation sind bereits in dies. Centralbl. 1911. p. 411—415 niedergelegt. Als wahrscheinlichste Formel hatte sich die folgende ergeben:

```
      S———As
     /   |  \
   Fe    |   Co
     \   |  /
      S———As
```

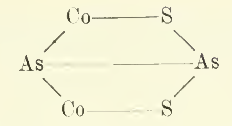
Im Anschluß an diese Untersuchungen, welche sich bisher ausschließlich auf Mineralien der rhombischen Sulfide und Sulfarsenide bezogen, wurde noch ein Glied der regulär-pentagonalen Reihe zum Vergleich herangezogen. Über diese Versuche ist in dies. Centralbl. 1911. p. 663 bereits ausführlich berichtet worden.

Es ergab sich, daß die Konstitution des Kobaltglanzes verschieden ist von der des Glaukodots; wahrscheinlich entspricht ihm die folgende Konstitutionsformel:

Tabelle 11.

	S	As	Co	Fe	Verschiedenes	Summe	S : As : (Co Fe)	Co : Fe
1. Philippshoffnung, SCHNABEL	19,10	44,75	29,77	6,38	—	100,00	1,0 : 1,0 : 1,0	50 : 11
2. „ „	23,93	37,13	24,70	12,36	1,20 Gangart	99,32	1,5 : 1,0 : 1,3	—
2a. „ „	18,91	45,00	29,93	6,16	—	100,00	1,0 : 1,0 : 1,0	58 : 11
3. Morgenröte, SCHNABEL	19,35	45,31	33,71	1,62	—	99,99	1,0 : 1,0 : 1,0	57 : 3
4. Oravicza, A. v. HUBERT	19,75	44,13	30,37	5,75	—	100,00	1,0 : 1,0 : 1,0	52 : 10
5. „ PATERA	19,78	43,63	32,02	4,56	—	99,99	1,1 : 1,0 : 1,1	—
5a. „ „	18,95	44,72	32,81	3,52	—	100,00	1,0 : 1,0 : 1,0	56 : 6
6. Nordmarken, FLINK	20,23	44,77	29,17	4,72	1,68 Ni	100,57	1,0 : 1,0 : 1,0	49 : 8
7. Skutterud, STROMEYER	20,08	43,46	33,10	3,23	—	99,87	1,1 : 1,0 : 1,1	—
7a. „ „	19,08	44,86	34,17	1,89	—	100,00	1,0 : 1,0 : 1,0	58 : 3
7b. „ „	17,63	46,76	35,61	—	—	100,00	1,0 : 1,1 : 1,1	—
8. Skutterud, EBBINGHAUS	20,25	42,97	32,07	3,42	1,63 Quarz	100,34	1,1 : 1,0 : 1,0	—
8a. „ „	19,27	45,17	33,72	1,84	—	100,00	1,0 : 1,0 : 1,0	57 : 3
8b. „ „	17,87	47,03	35,10	—	—	100,00	1,0 : 1,1 : 1,06	—
9. Khetri Gruben (Jaipur), MALLET	19,46	43,87	28,30	7,83	Sb, Ni Spur, 0,8 Gangart	100,26	1,1 : 1,0 : 1,1	—
9a. „ „ „ „	18,94	44,92	28,98	7,16	—	100,00	1,0 : 1,0 : 1,0	49 : 13
10. Håkansbo, BEUTELL	21,48	42,88	32,36	2,92	0,32 Ni	99,96	1,2 : 1,0 : 1,1	—
10a. „ „	19,45	45,62	34,44	0,12	0,37 „	100,00	1,0 : 1,0 : 1,0	—
10b. „ „	19,36	45,76	34,54	—	0,34 „	100,00	1,0 : 1,0 : 1,0	—
11. Oravicza, MADERSPACH	20,19	48,49	26,89	4,43	—	100,00	1,2 : 1,2 : 1,0	—
12. Tunaberg, RIEGEL	19,66	47,15	30,03	2,56	0,01 Cu, 0,59 Pb	100,00	1,1 : 1,1 : 1,0	51 : 5
13. Schladming, Mc. CAY	18,73	43,12	29,20	5,30	3,20 Ni	99,55	1,0 : 1,0 : 1,1	49 : 9
14. Tambillos (Coquimbo), DOMEYKO	16,64	52,35	16,57	14,30	—	99,86	1,0 : 1,4 : 1,0	—
15. Buitre, „	18,60	42,70	27,50	11,50	—	100,30	1,0 : 1,0 : 1,2	—
16. Nördl. Ontario, J. S. DE LURY[1]	20,73	44,55	29,10	4,55	0,97 Ni	99,90	1,1 : 1,0 : 1,0	49 : 8

[1] Am. Journ. Sc. 1906. **21**. p. 275—276. Zeitschr. f. Krist. 1908. **44**. p. 532.



Wie aus der folgenden Tabelle 11 ersichtlich ist, und wie schon in dies. Centralbl. (1911. p. 670) ausgeführt ist, ergibt die Berechnung, daß dem Glanzkobalt meistenteils S_4Fe_2 beigemischt ist. Die verschiedenen Varietäten vom Kobaltglanz stellen daher isomorphe Mischungen von Normalkobaltglanz ($S_2As_2Co_2$) mit Pyrit dar, doch weist der nach der Abrechnung des Pyrits übrig bleibende Eisengehalt noch auf eine dritte Komponente hin. Als solche kommt nur $S_2As_2Fe_2$ in Betracht, weil Substanzen von anderem Atomverhältnis nicht auf die aus den Analysen berechnete Proportion S : As : Co Fe = 1 : 1 : 1 führen könnten.

Aus dem in der letzten Kolumne berechneten Atomverhältnis zwischen Co und Fe, welches gleichzeitig das Molekularverhältnis zwischen $S_2As_2Co_2$ und $S_2As_2Fe_2$ darstellt, geht hervor, daß im Maximum auf 5 Moleküle Normalkobaltglanz 1 Molekül $S_2As_2Fe_2$ kommt. Das Sulfarsenid des Eisens ist zwar bisher nur als rhombischer Arsenkies beobachtet, doch muß hiernach auch eine regulär-pentagonale Modifikation existieren.

Die Isomorphieverhältnisse des Glanzkobalts sind denen des Glaukodots sehr ähnlich, nur fehlt eine Beimischung von As_4Fe_2.

Ergebnisse:

1. Die Zusammensetzung der Arsenkiese läßt sich durch die allgemeine Formel $S_2Fe + nAs_2Fe$ ausdrücken.

2. Die hohe Dichte des Normalarsenkieses, sowie die graphische Darstellung der Beziehungen zwischen Schwefelgehalt und Länge der a-Achse beweisen, daß der Normalarsenkies keine isomorphe Mischung von S_2Fe und As_2Fe darstellt, sondern als selbständige chemische Verbindung — nicht als Doppelsalz — angesprochen werden muß.

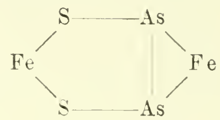
3. Die Arsenkiese, welche in der Zusammensetzung vom Normalarsenkies abweichen, sind Mischungen desselben mit Markasit einerseits und mit einer labilen Modifikation von As_4Fe_2 anderseits.

4. Die Zunahme der a-Achse mit zunehmendem Schwefelgehalt ist verschieden ober- und unterhalb des Schwefelgehaltes des Normalarsenkieses, d. h. von 19,63 % ab.

5. Die arsenhaltigen Markasite sind Mischungen von Markasit mit Normalarsenkies.

6. Die Molekularformel des Arsenkieses ist mindestens $S_2As_2Fe_2$; ebenso sind die Molekularformeln für Markasit und für die labile Modifikation des Eisenarsenids mindestens S_4Fe_2 und As_4Fe_2.

7. Die Konstitutionsformel des Arsenkieses ist höchst wahrscheinlich



8. Die Glaukodote können nicht als isomorphe Mischungen von S As Fe und S As Co aufgefaßt werden, da die Ergebnisse der quantitativen Analyse mit dieser Annahme im Widerspruch stehen.

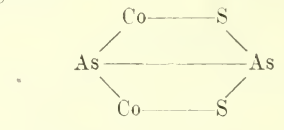
9. Die Glaukodote sind Mischungen des Normalglaukodots S_2As_2FeCo mit Markasit S_4Fe_2 resp. As_4Fe_2, dem sich jedoch im allgemeinen noch Arsenkies S_2As_2Fe zugesellt.

10. Die Konstitutionsformel des Glaukodots ist höchstwahrscheinlich die folgende:

```
     S———As
    /     | \
  Fe      |  Co
    \     | /
     S———As
```

11. Die Glanzkobalte sind Mischungen von $S_2As_2Co_2$ mit $S_2As_2Fe_2$, zu dem meist noch Pyrit S_4Fe_2 hinzutritt.

12. Die Konstitutionsformel des Normalglanzkobalts ist wahrscheinlich die folgende:



13. Der Kobaltglanz kann nach der angegebenen Konstitutionsformel nicht als Doppelsalz aufgefaßt werden.

Breslau, Min. Institut der Universität, Februar 1912.

Die optischen Eigenschaften des Dysanalyts von Vogtsburg und von Schelingen im Kaiserstuhl.

Von **J. Soellner** in Freiburg i. Br.

Mit 3 Textfiguren.

Eine genaue Untersuchung der optischen Eigenschaften des Dysanalyts von Vogtsburg im Kaiserstuhl, die mit Rücksicht auf die Beziehungen desselben zum Perowskit naheliegend gewesen wäre, fehlte bis jetzt. Knop[1], der wohl zuerst den Dysanalyt mikroskopisch untersuchte, gibt an, daß derselbe selbst als feinstes

[1] Knop, A., Der Kaiserstuhl im Breisgau. Leipzig 1892. p. 43.

Pulver undurchsichtig sei, ähnlich wie Magneteisen, und hebt diese Undurchsichtigkeit besonders hervor im Gegensatz zum Perowskit, der im Dünnschliff durchsichtig bis durchscheinend wird. In bezug auf den Dysanalyt entsprechen diese Angaben jedoch keineswegs den tatsächlichen Verhältnissen. Von HAUSER[1] wurde neuerdings der Dysanalyt hauptsächlich chemisch wieder untersucht, und auch das optische Verhalten geprüft. Nach HAUSER soll der Dysanalyt sich optisch isotrop verhalten[2]. Von HAUSER wird übrigens auf Grund seiner Untersuchungen die Berechtigung der Selbständigkeit des Dysanalyts in Abrede gestellt und der Dysanalyt als Perowskit aufgefaßt, dessen Niobgehalt durch Einschlüsse bedingt sein soll. Daß diese Anschauung vollkommen unzutreffend ist, geht aus den neuesten chemischen Untersuchungen des Dysanalyts durch HUGEL[3] hervor. Es treten zudem, wie die mikroskopische Untersuchung zeigt, als Einschlüsse im Dysanalyt im wesentlichen nur Apatitnadeln auf.

Von DAUB[4] ist neuerdings das Auftreten von Dysanalyt in Monticellitkalken aus der Gegend von Schelingen, aus denen schon FISCHER[5] seinerzeit „Perowskit“ angegeben hat, sichergestellt worden. DAUB beobachtete auch, daß der Dysanalyt mit bräunlichen Farben durchscheinend wird, weitere optische Untersuchungen wurden von ihm jedoch nicht angestellt.

Die Angaben HAUSER's bezüglich der Isotropie des Dysanalyts von Vogtsburg sind in keiner Weise zutreffend, vielmehr ist der Dysanalyt in allen untersuchten Schliffen deutlich doppelbrechend. Untersucht man Schnitte nach den Würfelflächen bei intensiver Beleuchtung im durchfallenden Lichte, so ergibt sich zunächst, daß der Dysanalyt mit gelbbrauner bis nelkenbrauner, oder mit schmutziggraugrüner Farbe durchsichtig wird. Die Farbenverteilung ist eine unregelmäßige, fleckige. Die Grenzen zwischen den verschiedenfarbigen Feldern sind meist ganz unregelmäßig und verschwommen, selten geradlinig parallel den Würfelkanten. Im letzteren Falle bedingen sie eine Zonarstruktur parallel der Umgrenzung. Ein schwacher Pleochroismus ist nur in den graugrün gefärbten Feldern wahrnehmbar. Die Absorption ist für $\mathfrak{c} > \mathfrak{a}$, $\mathfrak{c}$ = dunkler schmutziggraugrün, $\mathfrak{a}$ = heller schmutziggrau-

---

[1] HAUSER, O., Über den sogenannten Dysanalyt von Vogtsburg i. Kaiserstuhl. Zeitschr. f. anorg. Chemie. **60**. 1908. p. 237.

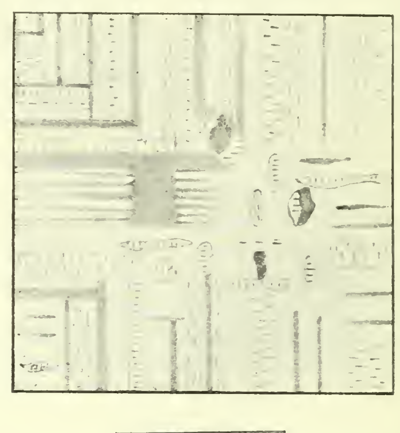
[2] Die optische Prüfung rührt anscheinend nach einer Notiz am Schlusse der Arbeit von TANNHÄUSER her.

[3] HUGEL, E., Über den Dysanalyt von Vogtsburg im Kaiserstuhl. Inaug.-Diss. Freiburg i. Br. 1912. (Erscheint demnächst im Druck.)

[4] DAUB, R., Beiträge zur Kenntnis der Kontaktmineralien aus dem körnigen Kalke des Kaiserstuhles. Inaug.-Diss. Freiburg i. Br. 1912. Basel 1912.

[5] FISCHER, H., N. Jahrb. f. Min. etc. 1865. p. 439.

grün. In den gelbbraun gefärbten Feldern sind die schwachen Absorptionsunterschiede im Dünnschliff nicht wahrnehmbar. Zwischen gekreuzten Nicols im parallel polarisierten Licht zeigen Schnitte nach den Würfelflächen in allen Fällen eine deutliche Doppelbrechung mit Felderteilung. Die Würfelfläche zerfällt in eine Reihe optisch verschieden orientierter doppelbrechender Felder. Die Grenzen der einzelnen Felder verlaufen entweder unregelmäßig, oder es tritt eine regelmäßige Zwillingslamellierung auf und die Grenzen der Zwillingslamellen laufen parallel den Würfelkanten (s. Fig. 1). Die Lamellierung ist oft außerordentlich fein. Die



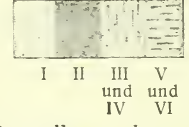


Fig. 1. Schematisierte Darstellung der polysynthetischen Zwillingsverwachsung bei Dysanalyt auf einem Schnitt nach einer „Würfel"fläche.

optisch einheitlichen Felder fallen nicht mit einheitlich gefärbten Flecken zusammen, namentlich bei den Zwillingslamellen ist deutlich zu erkennen, wie sie ganz beliebig durch die verschieden gefärbten Felder, insbesondere durch die Zonarstruktur hindurchsetzen. Ein Teil der Felder, sowohl der unregelmäßig begrenzten wie auch der lamellierten, löscht diagonal zu den Würfelkanten aus. Die Polarisationsfarbe dieser Felder ist im Dünnschliff blaugrau bis klareres Grau I. Ordnung. Im konvergenten Licht tritt auf ihnen immer die optische Normale $\mathfrak{b}$ eines optisch zweiachsigen Minerals senkrecht aus, $\mathfrak{c}$ und $\mathfrak{a}$ liegen also in den Diagonalen der Würfelfläche. Schaltet man bei der Untersuchung im parallel polarisierten Licht zwischen gekreuzten Nicols noch das Gipsblättchen Rot I. Ordnung ein, so erkennt man, daß die

diagonal auslöschenden Felder nicht alle gleichsinnig orientiert sind. Gehen die Würfelkanten den Nicolhauptschnitten parallel, so daß 𝔠 und 𝔞 der diagonal auslöschenden Felder 45° gegen die Nicolhauptschnitte gedreht sind, so zeigt bei eingeschaltetem Gipsblättchen ein Teil dieser Felder Grün II. Ordnung (additive Lage) und zugleich ein anderer Teil dieser Felder Gelb I. Ordnung (subtraktive Lage). Die Felder zeigen also verschiedene Orientierung von 𝔠 und 𝔞. Während in der einen Art von Feldern z. B. 𝔠 von NW nach SO verläuft, liegt in den anderen Feldern 𝔞 in dieser Richtung. Die Felder I und II (siehe Fig. 2) befinden sich also zueinander in Zwillingsstellung nach einer „Würfel"fläche. Beide

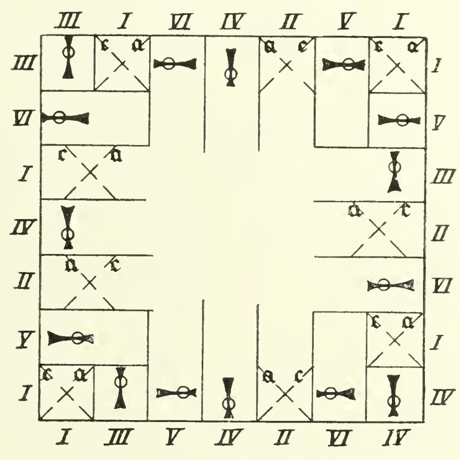


Fig. 2. Schematische Darstellung der optischen Orientierung der einzelnen Felder auf einem Schnitt nach einer „Würfel"fläche.

löschen diagonal zum Würfel aus und beide zeigen senkrechten Austritt von 𝔟. Ihre verschiedene Orientierung von 𝔠 und 𝔞 und damit ihre Zwillingsstellung zueinander ist erst bei Einschaltung des Gipsblättchens Rot I. Ordnung sichtbar. Auf jeder beliebigen „Würfel"fläche ist die gleiche Erscheinung sichtbar. Ein anderer Teil von Feldern ist im Vergleich zu den vorigen scheinbar isotrop, in Wirklichkeit aber, wie sich namentlich bei eingeschaltetem Gipsblättchen ergibt, noch deutlich schwach doppelbrechend. Diese Felder löschen gerade, parallel den „Würfel"-kanten aus. Im konvergenten Licht zeigen sie immer einen wenig schiefen Austritt einer optischen Achse eines optisch zweiachsigen Minerals. Die Achsenebene geht in einem Teil dieser Felder der einen, in anderen Feldern der anderen Würfelkante parallel (Felder (III, IV) und (V, VI) in Fig. 2). Die Achsenebenen der Felder (III, IV) und (V, VI) stehen also senkrecht aufeinander und die Felder

(III, IV) und (V, VI) befinden sich zueinander in Zwillingsstellung nach einer „Rhombendodekaeder“fläche. Bei der Prüfung des optischen Charakters an Achsenbalken mittels Gipsblättchen Rot I. Ordnung ergibt sich, daß $\mathfrak{c}$ spitze Bisektrix ist, der optische Charakter also positiv. Der Achsenwinkel weicht von 90 ° nicht allzusehr ab. Nach dem optischen Verhalten scheinen nur viererlei optisch verschieden orientierte Felder aufzutreten I, II und (III, IV), (V, VI). Daß die Gruppen (III, IV) und (V, VI) in Wirklichkeit jeweils wieder aus zweierlei verschieden orientierten Feldern bestehen müssen, geht aus folgendem mit absoluter Klarheit hervor. Auf Schnitten nach jeder beliebigen Würfelfläche treten die gleichen Erscheinungen auf, wie sie oben die Felder I und II zeigten, es kommen also auf den drei Würfelflächenpaaren im ganzen sechs Individuen zum Vorschein, die alle verschieden voneinander orientiert sind. Wenn wir uns diese sechs Individuen jeweils in Gestalt des „Würfels“ getrennt nebeneinander gestellt denken, so zeigen sie die Orientierung, wie es die „Würfel“ I bis VI in Fig. 3 darstellen. Wenn wir die „Würfel“-fläche in Fig. 2 als die vordere „Würfel“fläche (100) ansehen, so würden die beiden „Würfel“ I, II in Fig. 3 der Orientierung der beiden Felder I

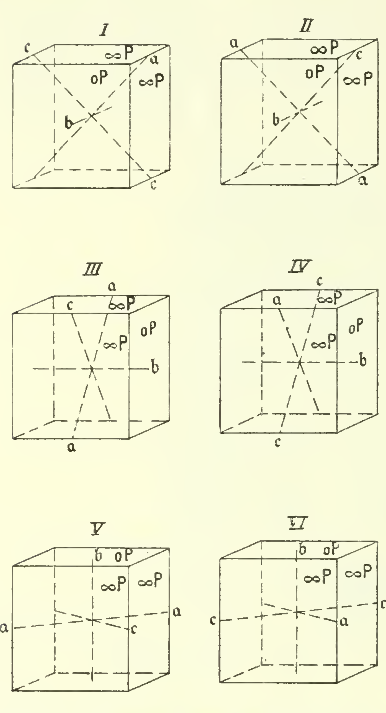


Fig. 3. Schematische Darstellung der Orientierung der sechs einfachen Dysanalytkristalle, die in dieser Orientierung zu einem Durchwachsungs-Sechsling von „würfel“förmiger Gestalt zusammentreten.

und II in Fig. 2 entsprechen. Die Individuen III und IV würden die Orientierung entsprechender Felder auf der seitlichen „Würfel“fläche (010) darstellen und die Individuen V und VI würden denjenigen Feldern entsprechen, die auf der oberen „Würfel“fläche (001) den Austritt der optischen Normalen zeigen. Denken wir uns die sechs Individuen in der Orientierung der Fig. 3 durcheinandergewachsen, so würden auf der vorderen „Würfel“-fläche die Individuen I und II den senkrechten Austritt der optischen Normalen zeigen und gekreuzte Lage von $\mathfrak{a}$ und $\mathfrak{c}$. Die Individuen

III und IV würden einen wenig schiefen Austritt einer optischen Achse ergeben, die Trace der Achsenebene in beiden parallel der vertikalen „Würfel“kante. In III würde der Austrittspunkt der Achse, da 𝔠 spitze Bisektrix ist, ein wenig nach oben gerückt sein, in IV entsprechend ein wenig nach unten. Die Individuen V und VI würden auf der vorderen „Würfel“fläche ebenfalls beide einen wenig schiefen Austritt einer Achse zeigen, die Trace der Achsenebene parallel der horizontalen „Würfel“kante. In V würde der Achsenpunkt etwas nach rechts gerückt erscheinen, in VI entsprechend nach links. Praktisch sind also Felder der Orientierung III und IV und ebenso der Orientierung V und VI auf der vorderen Würfelfläche jeweils nur dann voneinander zu unterscheiden, wenn man im konvergenten Licht genau auf die Lage des Achsenpunktes in bezug auf die Umgrenzung des Schnittes achtet. Entsprechendes gilt für die anderen „Würfel“flächen. Die ganzen optischen Erscheinungen des Dysanalyts lassen sich am einfachsten und ungezwungensten erklären, wenn man für den Dysanalyt rhombischen Symmetriecharakter annimmt. Ein einfacher Dysanalytkristall von scheinbar würfelförmiger Gestalt würde eine Kombination von Basis 0P {001} mit rhombischem Prisma ∞P {110} darstellen. Der Winkel des Prismas nahezu 90°. Optische Achsenebene parallel 0P {001}, auf 0P {001} senkrechter Austritt der optischen Normalen. Auf den Prismenflächen jeweils nur wenig schiefer Austritt einer Achse. Der Achsenwinkel anscheinend nur verhältnismäßig wenig von 90° abweichend. Spitze Bisektrix ist 𝔠, der optische Charakter daher positiv. Sechs solche Dysanalytindividuen treten nun in der in Fig. 3 angegebenen Orientierung zu einem mimetisch regulären Kristall von würfelförmiger Gestalt zusammen. Die scheinbaren Würfelflächen setzen sich aus Basis- und Prismenflächen zusammen. Die Kristalle I und II, III und IV und V und VI sind dabei jeweils zueinander symmetrisch nach ∞P {110} (scheinbar ∞O∞). Die Individuen I : III, I : IV, II : III, II : IV, I : V, I : VI, II : V, II : VI, III : V, III : VI, IV : V und IV : VI sind jeweils zueinander symmetrisch nach einer Pyramide P {111} (scheinbar ∞O), die 45° gegen ∞P {110} geneigt ist. Die scheinbar einfachen würfelförmigen Dysanalytkristalle sind also Durchwachsungs-Sechslinge, mit z. T. lamellarem Aufbau, nach zwei Gesetzen, nach ∞P (scheinbar ∞O∞) und P (scheinbar ∞O). Der Symmetriecharakter entspricht allem Anschein nach dem rhombischen System.

Von Knop (l. c. p. 43) wird angegeben, daß der Dysanalyt ziemlich deutlich nach dem Würfel spaltet. Bei der Untersuchung von Dünnschliffen ergab sich nun, daß auf Feldern, die einen senkrechten Austritt von 𝔟 zeigen, ziemlich zahlreiche und scharfe Spaltrisse nach ∞P {110} auftreten, der Winkel der Spaltrisse beträgt rund 90°. Die Auslöschung verläuft diagonal zu den

Spaltrissen. Auf den gleichen Feldern sieht man hier und da auch noch gröbere Risse, die diagonal zu den vorigen verlaufen, und zwar immer parallel $\mathfrak{c}$. Außer der guten Spaltbarkeit nach $\infty P \{110\}$ würde also noch eine schlechtere parallel $\infty P\bar{\infty} \{100\}$ verlaufen ($\mathfrak{c} = \mathfrak{b}$ gesetzt). Auf Feldern, die den Austritt einer optischen Achse zeigen, sind nur Spaltrisse senkrecht zur Achsenebene, also parallel der einen Prismenfläche, zu beobachten, deutliche Spaltrisse parallel der Achsenebene, also parallel $0P \{001\}$, fehlen dagegen. Eine Spaltbarkeit nach 0P ist also nicht vorhanden. Die optischen Eigenschaften des Dysanalyts sind ganz entsprechend denen, wie sie der Perowskit zeigt. Von Bowman [1] ist neuerdings durch Untersuchung der Struktur des Perowskits von der Burgumer Alpe im Pfitschtal, Tirol, nachgewiesen worden, „daß die Eigenschaften des Perowskits so weit mit rhombischer Symmetrie übereinstimmen, daß er zurzeit am besten zu diesem System gerechnet werden kann.“ „Die Perowskite zeigen Lamellen infolge von Zwillingsbildung: 1. durch eine halbe Umdrehung um die Normale auf $\{110\}$; 2. durch eine Viertelumdrehung um dieselbe Achse; 3. durch eine halbe Umdrehung um die Normale auf $\{111\}$.“ Man kommt auf diese Weise für den Perowskit zu den gleichen sechs Individuen wie beim Dysanalyt. Die Perowskite sind also ganz entsprechend aufgebaute Sechslinge nach $\infty P \{110\}$ und $P \{111\}$. Die optische Orientierung ist beim Perowskit die gleiche wie beim Dysanalyt.

Sehr häufig zeigt der Dysanalyt, wie die Untersuchung im Dünnschliff lehrt, eine mehr oder weniger intensive Umwandlung in eine grauweiße, trübe, leukoxenartige Substanz, die ganz ähnlich aussieht, wie die Leukoxensubstanz bei anderen Ti-reichen Mineralien, Titaneisen etc. Diese Umwandlung ist im Schliff am besten im auffallenden Lichte zu beobachten. Die grauweißen Leukoxenpartien heben sich durch ihr trübes erdiges Aussehen von den in dickeren Schliffen im auffallenden Lichte fast schwarzen Partien des frischen Dysanalyts deutlich ab. Die Leukoxen-Umwandlung läßt häufig namentlich die Zonarstruktur parallel der „Würfel“umgrenzung und ferner die Felderteilung und Zwillingslamellierung schön hervortreten. Daß dieses Umwandlungsprodukt Titanit entspricht, wie das bei dem Titaneisenleukoxen der Fall ist, ist hier wenig wahrscheinlich, da die neueste Analyse des Dysanalyts durch Hugel [2] nur einen sehr geringen Gehalt an SiO_2 von 0,29 % ergab. Es ist eher denkbar, daß es sich um eine

---

[1] Bowman, H. L., Über die Struktur des Perowskits von der Burgumer Alpe, Pfitschtal, Tirol. Min. Mag. 1908. **15**. p. 156—176. Ref. Zeitschr. f. Kristallogr. **48**. 1910. p. 670.

[2] Hugel, E., Über den Dysanalyt von Vogtsburg im Kaiserstuhl. Inaug.-Diss. Freiburg i. Br. 1912.

reine TiO_2-Verbindung handelt. Ganz ähnliche Leukoxen-Umwandlungen sind beim Perowskit beobachtet worden, so von SAUER[1] an Perowskit von Oberwiesental und von HUSSAK[2] an Perowskit von Catalão in Brasilien. Von letzterem wurde das Zersetzungsprodukt als aus reiner TiO_2 bestehend bestimmt.

In jeder Beziehung ganz die gleichen optischen Verhältnisse wie der Dysanalyt vom Badloch bei Vogtsburg zeigt der Dysanalyt in dem Monticellitkalk von Schelingen. Dieses von FISCHER[3] beschriebene Vorkommen ist in der Tat dysanalytführend. Schon FISCHER führt besonders „Perowskit" an. KNOP[4] hat dann das Vorkommen von Monticellit sowohl wie von „Perowskit" in den Kalken der Schelinger Gegend in Abrede gestellt und den Monticellit für identisch mit Forsterit angesehen und bezüglich des „Perowskits" eine Verwechslung mit dunkelbraunen bis schwarzen Würfeln von Schwefelkiespseudomorphosen für möglich erachtet (Kaiserstuhl p. 43). Diese Annahmen KNOP's sind, wie neuere Untersuchungen von DAUB[5] an dem Originalmaterial FISCHER's zeigen, durch nichts begründet, und die Beobachtungen FISCHER's bezüglich des Monticellits und des „Perowskits" vollkommen zutreffend. Der „Perowskit" (Dysanalyt) kommt allerdings nicht in dem normalen koppitreichen Kalkstein von Schelingen vor, sondern in einem koppitfreien, dagegen an Monticellit reichen körnigen Kalk, der nach den Fundortsangaben auf den Originaletiketten von FISCHER aus dem Gebiet zwischen Schelingen und der Katharinenkapelle stammt. Die genaue Fundstelle ist nicht mehr bekannt und auch in neuerer Zeit noch nicht wieder aufgefunden worden.

Die optische Untersuchung an Schliffen von dem FISCHER'schen Originalmaterial zeigte, daß der Dysanalyt in diesem Kalk in allen seinen Einzelheiten vollkommen übereinstimmend ist mit dem Dysanalyt vom Badloch bei Vogtsburg. Er zeigt sowohl die grüne wie die gelbbraune Färbung, die gleiche polysynthetische Viellingsbildung nach ∞P und P etc., nur fehlen bei den wenigen untersuchten Kristallen die Zersetzungserscheinungen. Die Dysanalytkristalle sind in dem Monticellitkalk immer vollkommen frisch.

---

[1] SAUER, A., Erläuterungen z. Sekt. Wiesental d. geol. Spezialk. d. Kgr. Sachsen. Leipzig 1884. p. 54.

[2] HUSSAK, E., Über ein neues Perowskitvorkommen etc. N. Jahrb. f. Min. etc. 1894. II. p. 297.

[3] FISCHER, H., N. Jahrb. f. Min. etc. 1865. p. 439.

[4] KNOP, A., Kaiserstuhl. p. 55 u. 43.

[5] DAUB, R., Beiträge zur Kenntnis der Kontaktmineralien aus dem körnigen Kalke des Kaiserstuhles. p. 35.

Zusammenstellung der Eigenschaften des Dysanalyts.

Kristallsystem: anscheinend rhombisch—pseudoregulär.
a : b : c = 1 : 1 : 0,7071 approx.

Beobachtete Formen: 0P {001} · ∞P {110} = scheinbar „Würfel".
∢ (110) : (1$\bar{1}$0) = 90° approx.
∢ (110) : (111) = 45° approx.

Einfache Kristalle nicht beobachtet. Die scheinbar einfachen „würfel"förmigen Kristalle sind Durchwachsungssechslinge nach ∞P {110} und P {111} mit z. T. lamellarem Aufbau.

Spaltbarkeit: Mikroskopisch deutlich nach ∞P {110}, weniger gut nach ∞P∞ {100}.

Opt.: Eisenschwarz mit halbmetallischem bis metallischem Glanz im auffallenden Lichte. Im Dünnschliff mit gelbbrauner bis nelkenbrauner oder schmutziggraugrüner Farbe durchscheinend bis durchsichtig. Häufig schwache Zonarstruktur parallel der „Würfel"-umgrenzung. Optische Orientierung: $\mathfrak{c}$ = b[1], $\mathfrak{b}$ = c, $\mathfrak{a}$ = a. Ebene der optischen Achsen // 0P {001}. Auf den Prismenflächen wenig schiefer Austritt je einer optischen Achse. Achsenwinkel anscheinend von 90° nicht allzusehr abweichend. $\mathfrak{c}$ spitze Bisektrix, optischer Charakter daher positiv.

Lichtbrechung hoch, Doppelbrechung schwach. Polarisationsfarben auf 0P {001} im Dünnschliff blaugrau bis klareres Grau I. Ordnung. Pleochroismus schwach, nur in den graugrün gefärbten Partien im Dünnschliff wahrnehmbar. $\mathfrak{c}$ dunkler schmutziggraugrün, $\mathfrak{a}$ heller schmutziggraugrün.

Vorläufige Mitteilung über eine Kreidefauna aus Friaul.

Von **F. Klinghardt** in Bonn.

Eine der merkwürdigsten Rudistenarten ist *Joufia reticulata* G. Boehm von Maniago in Friaul. Es liegen darüber 2 Notizen von G. Boehm vor, ferner eine Arbeit von Snethlage. Im geologischen Institut zu Freiburg i. B. befinden sich die Originalstücke. Das vorhandene Material war jedoch zu gering, um eine klare Vorstellung über den Bau des Tieres zu gewinnen. Auch waren die abgebildeten Schalen — wie Kossmat an einem Exemplar von anderer Fundstelle richtig erkannte — nicht Unter-, sondern Oberklappen. Mit *Joufia* zusammen wurden von Snethlage noch unbestimmbare Rhynchonellen und schlecht erhaltene Orbitulinen gefunden. Durch andere Fossilien konnte das Alter der *Joufia*-führenden Kalke bisher noch nicht festgestellt werden.

[1] In Übereinstimmung mit der von Bowman (Min. Magaz. 1908. **15**. p. 156—176) für den Perowskit gewählten Stellung.

Von Snethlage wurde zwar oberes Cenoman oder unteres Turon angegeben, aber Boehm bemerkte: „daß es darauf ankäme, Joufien mit beiden Klappen und daneben andere Fossilien zu finden, die es ermöglichen, das Alter der betreffenden Kalke festzustellen."

Im Herbst 1911 besuchte ich die alte Fundstelle bei Maniago in Friaul. Sie befindet sich am rechten Ufer des Torrente Colvere nahe dem kleinen Ort „Poffabro". Hier sammelte ich in dem einzigen vorhandenen Steinbruch mehr denn 20 Exemplare von *J. reticulata* in allen Größen, ferner zahlreiche andere Rudisten, Corallen und Brachiopoden.

Was zunächst *„J. reticulata"* anbetrifft, so sei hier nur das allerwichtigste der neuen Untersuchung mitgeteilt, da eine ausführliche monographische Bearbeitung mit zahlreichen Figuren später folgt.

Während sich in Freiburg nur ziemlich schlecht erhaltene Oberklappen dieser Art befinden, die nicht aus dem Gestein herauspräpariert werden konnten, erlaubt das von mir gesammelte sehr reichliche und gut erhaltene Material eine sehr genaue Untersuchung. Beide Klappen sind in der äußeren Form sehr variabel. Die Unterklappe hat verkehrt-kegelförmige Gestalt, ihre äußere Schale ist sehr dünn und zeigt am Rande Fältchen, die sich aufs engste an die gleichen Gebilde der Oberklappe anschließen. Den Hauptbestandteil der aufgewachsenen Schale bildet eine äußerst mächtige Hohlprismenschicht. Zahngruben sind keine vorhanden, dagegen finden sich im obersten Teile der Unterklappe Muskelapophysen. Die Oberklappe mit den bezeichnenden Kanälen wird vollständig von einer Schicht leicht abblätternder Kalklamellen eingenommen. Siphonalöffnungen fehlen. Das treffliche Material erlaubte ferner Zähne, Muskelapophysen, die Bandfalte etc. eingehend zu studieren, doch können diese Gebilde nur an der Hand von Figuren erläutert werden.

Ferner fand ich mit *Joufia* zusammen:

Radiolites squamosus d'Orb.
„ *mammillaris* d'Orb.
„ *Beaumonti* Bayle
„ *Cattuloi* (?) Pirona
„ *macrodon* Pirona
Praeradiolites sinuatus d'Orb.
Sphaerulites pasiniana Pirona
zwei neue Rudistenarten; ferner
Pironea polystulus Pirona.

Diese letzte Art ist recht häufig. Bis jetzt waren nur die Unterklappen bekannt. Die Oberschale entspricht in ihrer Struktur und Beschaffenheit ganz der Unterklappe, Poren fehlen vollständig. Nach dem Abpräparieren der äußeren Lage erscheinen zahlreiche

breite und sehr kräftige Rippen, die sich nach unten dichotom verzweigen.

Chamideen: *Caprotina trilobata* d'Orb.
„ spec.
Caprinideen: *Sabinia sinuata*
„ *sublacensis.*
Von anderen Zweischalern: *Skurria alta* Schnarr
Lima aff. *consobrina* d'Oob.
Brachiopoden: *Rhynchonella Chelusii* Par.
Eine noch nicht näher bestimmte Art.
Korallen: *Microsarea Distefanoi* Prev.
Ulastrea spec.
Gastropoden: Zwei nicht näher bestimmbare Arten.

Aus dieser Liste ergibt sich, daß das Alter der *Joufia*-führenden Kalke nicht Cenoman oder Turon, sondern Senon ist.

Besprechungen.

E. Weinschenk and **R. W. Clark**: Petrographic Methods. New York. 1912. XVII u. 396 p. Mit 371 Figuren und 19 Tabellen.

Dies ist die englische Übersetzung von den wohlbekannten Weinschenk'schen Büchern: „Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskops" (dritte deutsche Auflage) und: „Die Gesteinsbildenden Mineralien" (zweite deutsche Auflage), und zerfällt daher in zwei Teile: a) The Polarizing Microscope und b) Rock Minerals.

Obzwar in letzter Zeit einige Lehrbücher, welche für die Anleitung zum petrographischen Studium bestimmt sind, in englischer Sprache geschrieben worden sind, wird diese Übersetzung wegen der knappen aber sehr klaren Darstellung eines umfangreichen Materials und der vielen Illustrationen und Tabellen zweifelsohne viele Freunde finden. Die Übersetzung ist wohl gelungen, und die Ausstattung und der Druck sind ausgezeichnet.

E. H. Kraus.

Personalia.

Dem Privatdozenten an der Universität Berlin, Bezirksgeologen Dr. **O. H. Erdmannsdörffer** ist das Prädikat Professor verliehen worden.

Druckfehlerberichtigung zu der Arbeit von K. Friedrich:
„Über ein einfaches Verfahren zur ersten Orientierung usw."

Auf Seite 215 Zeile 8 von oben lies: „uns schließlich" statt „ausschließlich". Auf Seite 217 Zeile 26 von oben lies: „für welches" statt „für welche".

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. Juni 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg. E. Koken, in Tübingen. Th. Liebisch in Berlin.

1912. No. 11.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Die Gase im Magma.

Von **Paul Niggli.**

Mit 9 Textfiguren.

Die Heranziehung physikalisch-chemischer Theorien zu genetischen Studien in der Gesteinskunde bedeutet nicht die Ausbildung eines neuen Zweiges der Petrologie, sondern bloss eine wissenschaftliche Vertiefung der Deutungsversuche. Von den drei Gesteinsklassen der Eruptiva, Sedimente und kristallinen Schiefer, sind es insbesondere die beiden letzten, auf die die Probleme der theoretischen Chemie die unmittelbarste Anwendung finden konnten. Männer wie J. H. van't Hoff, F. Rinne, E. H. Boecke einerseits, U. Grubenmann, F. Becke, Ch. R. van Hise, V. M. Goldschmidt anderseits machten die Bahn frei.

Die Eruptivgesteine, deren Entstehung aus dem Magma, jenem geheimnisvollen feuerflüssigen Medium, von jeher das größte Interesse wachgerufen hat, boten vorerst einer physikalisch-chemischen Behandlungsweise merkliche Schwierigkeiten. Ist doch die Konstitution dieses Magmas recht kompliziert und in den Einzelheiten unbekannt. So war es den äußerst wichtig, daß man als Hauptbestandteil des Magmas eine Lösung von Silikaten und entsprechenden Ionen ineinander erkennen konnte. J. H. L. Vogt schloss daraus, daß man die Hauptvorgänge bei der Erstarrung der Massengesteine an Silikatschmelzflüssen studieren könne. Dadurch schien die theoretische Chemie auch auf die Eruptivgesteinsbildung anwendbar geworden zu sein. Die vielen Untersuchungen insbesondere der bewunderungswürdigen amerikanischen und der skandinavischen Schule brachten schnell ein ziemlich ergiebiges Material zutage.

Von anderer Seite, besonders von C. Doelter, der selbst den experimentellen Teil stark bereicherte, wurden mehrfach Einwände gegen zu weitgehende Anwendung gemacht. Nun ist von vornherein klar, daß die Schmelzflüsse das Magma nicht vollständig ersetzen. Anderseits durfte man sicher darauf rechnen, daß die durch das Studium gewonnenen Einsichten auch bei der Gesteinsbildung von Belang sind. In diesem Sinne arbeiten ja Vogt und die Amerikaner. Daß die gewöhnlichen Gesetze der Schmelzen und Lösungen, wie sie für ideale Fälle aufgestellt wurden (ganz abgesehen von der komplexeren Konstitution des Magmas), durch Kristallisationsvermögen, Kristallisationsgeschwindigkeit, Viskosität,

Unterkühlung etc. ganz wesentlich modifiziert werden können, wird niemand in Abrede stellen. Das bedeutet aber nicht etwa ein Fiasko der physikalisch-chemischen Methoden; denn die physikalische Chemie ist theoretische Chemie, infolgedessen gehören auch alle diese Faktoren in ihr Gebiet. Ebenso wie es eine ideale Mechanik und eine Mechanik der Reibung gibt, wird es mit der Zeit auch gelingen, die nicht idealen Fälle in der physikalischen Chemie mathematisch zu fassen. Diese Erkenntnis darf uns niemals hindern, vorerst einmal die Erscheinungen für ideale Verhältnisse abzuleiten und auch experimentell durch Katalysatoren diese Bedingungen zu verwirklichen trachten.

Ein Einwand anderer Art bezieht sich auf die Konstitution des Magmas. Sicherlich stellt dieses nicht nur eine Schmelzlösung dar. Ein ganz wesentlicher Bestandteil sind die sogenannten Gasmineralisatoren, das sind Komponenten, deren kritische Temperatur weit unterhalb der Schmelztemperatur der übrigen schwerflüchtigen Bestandteile ist. Bei der vulkanischen Eruption spielen sie eine große Rolle. Hier sind sie auch neuerdings besonders von A. Brun untersucht worden. Als Hauptmineralisator dieser Art ist bisher immer das Wasser betrachtet worden. A. Brun glaubt aus seinen Versuchen schließen zu dürfen, daß bei den vulkanischen Vorgängen Wasserdampf eine geringe Rolle spielt. Die Argumente seiner grundlegenden Arbeit sind folgende (ich benutze dabei sein ausgezeichnet zusammenfassendes Referat: Les recherches modernes sur le Volcanisme. Verhandl. d. schweiz. naturf. Ges. 1911. 1. p. 162): Gesteinslaven verschiedener Art wurden in geschlossenen Gefäßen erhitzt, das abgegebene Gas gesammelt und analysiert. Cl_2, HCl, SO_2, CO_2, CO waren die Hauptkomponenten, H_2O fehlte. Ferner soll sich nach A. Brun bei 1000^0—1100^0 H_2O Laven gegenüber als Oxydationsmittel betragen, HCl würde zersezt, Kohle verbrannt. Diese Reaktionen fehlen nach ihm im Terrain. Die gefallenen Aschen sind trocken und nur dann feucht, wenn sie Wasserdampf der Atmosphäre absorbiert haben. An wenigen Vulkanen konnten auch die ausströmenden Gase direkt erhalten und untersucht werden. Wasserdampf fehlte. Die festen Bestandteile der weißen Wolke sind wasserlöslich.

Zweifellos beweisen die Untersuchungen Brun's zur Evidenz, daß man mit Unrecht die weißen Dampfwolken der Vulkane kurzweg als Wasserdampf bezeichnen darf. In vielen Fällen sind sie sogar vollkommen trocken. Anderseits darf man nicht zu weit gehen und heute schon behaupten, Wasser spiele im Magma überhaupt keine Rolle. Abgesehen davon, daß H_2O eine Komponente ist wie irgend ein anderes Oxyd, infolgedessen bald mehr bald weniger vorhanden sein kann, sprechen eine Menge petrographischer Tatsachen für ganz erheblichen Einfluß, besonders in der granitodioritischen Tiefenfazies.

Die Untersuchungen BRUN's betreffen vulkanische Exhalationen. Jedes Gas wird bei einer bestimmten Temperatur einen bestimmten Druck haben, bei dem es aus der Schmelzlösung entweicht. Nun ist klar, daß dieser Druck für verschiedene Gase verschieden ist. Daher kann bei der Eruption eine fraktionierte Destillation stattfinden, in dem Sinne, daß das restierende (infolge der beginnenden Erstarrung nicht mehr entweichende) Gas z. B. an H_2O ärmer ist als das ursprüngliche Gemisch. Dadurch würden auch eventuelle chemische Reaktionen zwischen den Gasen verschoben. Schon längere Zeit in Betrieb befindliche Vulkane würden ebenfalls trockene Exhalationen liefern, und nur bei ganz großen, neuen, umwälzenden Eruptionen Wasserdampf abgeben! Daß in tiefmagmatischen Bassins oft Wasser vorhanden ist, zeigen die primären OH-haltigen Mineralien, ferner viele Umwandlungen während der Abkühlung und, wie mir scheint, verschiedene Erscheinungen bei der Pegmatitbildung und Injektion. (Siehe auch die experimentellen Arbeiten von E. BAUR) [1].

Wenn A. BRUN, nachdem er erfolgreiche Versuche bespricht, Quarz und Albit aus trockenem Schmelzflusse zu erhalten, schreibt: „Enfin, chose que j'hésite à vous dire, de crainte de passer auprès de mon auditoire pour un esprit imaginatif et poétique, les minéralisateurs, d'après les expériences faites sur la silice dans un vide presque parfait, les minéralisateurs dis-je, eux aussi, sont inutiles.

„Mais, pour satisfaire quelques esprits peut-être inquiétés par ces nouvelles conceptions, je me contenterai de réduire les minéralisateurs au simple rôle d'agent accessoires, d'une utilité douteuse, et bien probablement peu nécessaires.

Il s'ensuit donc que la cristallisation de n'importe qu'elle roche éruptive, qu'elle soit alcaline acide ou calcique basique, obéit aux lois simples des solutions dont le seul et unique facteur réside en la température de formation des cristaux", so darf man unseren gelehrten Genfer Kollegen nicht missverstehen.

Wenn vieles Geheimnisvolle, für dessen Entstehung man die Mineralisatoren verantwortlich machte, auch ohne solche Mineralisatoren begriffen werden kann, bleibt natürlich die Anwesenheit von Gasen im Magma bestehen, seien diese nun trocken oder nicht. Und Aufgabe einer fortschreitenden Erkenntnis ist es, die wirkliche Rolle dieser Gasmineralisatoren festzustellen, mit anderen Worten, die Anwendung physikalisch-chemischer Gesetze auf eigentliche magmatische Lösungen zu versuchen. Das ist das Ziel der folgenden Betrachtungen.

Dem Verständnis der Wirkungsweise von Gasmineralisatoren irgendwelcher Art bot die Tatsache große Schwierigkeit, daß die

---

[1] E. BAUR, Zeitschr. f. phys. Chemie. **42**. (1903.) p. 567. — Zeitschr. f. anorg. Chemie. **72**. (1911.) p. 119.

kritische Temperatur dieser Stoffe weit unterhalb der Schmelztemperatur der übrigen Bestandteile ist. Man schloß daraus irrtümlich, daß auch im magmatischen System bei keinen noch so hohen Drucken jene Stoffe als flüssige Phasen am Schmelzfluß teilhaben können.

Im Jahre 1822 beobachtete Cagniard de la Tour zum erstenmal die kritischen Erscheinungen im Rohrlauf eines Gewehres.

1869 veröffentlichte Andrews seine grundlegenden Arbeiten über diese Erscheinungen und 1881 erschien die berühmte Arbeit von van der Waals über die Kontinuität des Gas- und Flüssigkeitszustandes. Bis dahin hatten sich die Untersuchungen auf einfache Stoffe beschränkt und höchstens noch kritische Erscheinungen von Flüssigkeitsgemischen berücksichtigt. Doch schon 1879 stellten sich Hannay und Hogarth die Frage, ob die Eigenschaft, feste Körper aufzulösen, eine Eigentümlichkeit der Flüssigkeiten sei, oder ob auch in dieser Beziehung vollständige Kontinuität herrsche.

Im ersten Fall müßte der feste Stoff beim Überschreiten des kritischen Zustandes des Lösungsmittels auskristallisieren, im zweiten Falle sollte die Löslichkeitskurve keine Unterbrechung zeigen. Vom naiven Standpunkte aus schien das erste wahrscheinlich; denn setzen wir einen schwerflüchtigen festen Stoff voraus und ein Lösungsmittel, dessen kritische Temperatur verhältnismäßig niedrig liegt, so hat ja nach der Voraussetzung der feste Stoff zunächst oberhalb des kritischen Zustandes des Lösungsmittels einen sehr geringen Dampfdruck. Homogene Systeme können aber bei diesen Bedingungen nur im Gaszustand existieren.

Die Untersuchungen von Hannay und Hogarth waren ganz eindeutig. Sie bewiesen, daß eine Reihe von festen Körpern in verschiedenen Lösungsmitteln auch oberhalb des kritischen Punktes in Lösung gehalten werden.

Die Arbeit erregte übrigens damals keine große Aufmerksamkeit. Von verschiedenen Seiten wurden die Ergebnisse infolge von Mißverständnissen angezweifelt, im übrigen aber von den Zeitgenossen gar nicht beachtet. Auch in der neueren Zeit beschäftigen sich nur sehr wenige Arbeiten mit diesen Erscheinungen, trotzdem man sich in bezug auf die Lösungen in einem Gebiet befindet, in dem die Gesetze von van't Hoff mit den Gasgesetzen auch äußerlich identisch werden. Das steht selbstverständlich im Zusammenhang mit den technischen Schwierigkeiten (hoher Druck und hohe Temperatur), die im allgemeinen solche Systeme bieten.

Betrachten wir einmal den Vorgang, der beim Erhitzen einer Lösung, bestehend aus schwerflüchtigem Salz und leichtflüchtigem Lösungsmittel, in geschlossenem Gefäß vor sich geht. Die Löslichkeit in der flüssigen Phase nehme mit steigender Temperatur zu.

Bei einer bestimmten Temperatur und dem dabei im Rohre

herrschenden Druck löst sich der feste Körper vollständig auf. Erhitzen wir weiter, und war das Volumen der Lösung gerade gleich dem kritischen Volumen, so treten bei einer höheren Temperatur die kritischen Erscheinungen auf, es verschwindet der Meniskus, es tritt Nebelbildung auf und schließlich verschwindet auch der Nebel, das ganze Rohr ist mit „Gas“ gefüllt.

Der gelöste feste Stoff fällt hierbei nicht aus, das Salz ist somit auch in der fluiden oder gasförmigen Phase des Lösungsmittels gelöst. War die flüssige Lösung gefärbt, z. B. wasserfreies $CoCl_2$ in Äthylalkohol (blaue Lösung), so sieht man in der Nähe der kritischen Temperatur, wie sich der Dampfraum auch allmählich färbt und bei der kritischen Temperatur genau gleich intensiv blau wird wie die Lösung. Diese Farbe behält die gasförmige Lösung (vorausgesetzt, daß keine Zersetzung eintritt) auch bei weiterem Erhitzen bei.

Die Temperaturen, bei welchen die kritischen Erscheinungen der Lösungen auftreten, sind stets höher als die kritische Temperatur des reinen Lösungsmittels. Der kritische Punkt des Lösungsmittels wird somit durch Auflösen eines festen Stoffes erhöht. (Analog wie Siedepunktserhöhung.)

Dadurch ist schon die Möglichkeit gegeben, in polynären Systemen einen Stoff oberhalb seiner unären kritischen Temperatur als flüssige Phase zu erhalten. Folgende Zahlen verdeutlichen das:

2 % Borneol in Äther gelöst erhöhen dessen kritische Temp. um 8°
45 % „ „ „ „ „ „ „ „ um 107°
4 % Resorcin in SO_2 gelöst erhöhen die kritische Temp. um ca. 30°
1,22 % „ „ „ „ „ „ „ „ „ „ 7°
0,4 % Naphthalin in SO_2 gelöst erhöhen die kritische Temp. um 1,3°

Die meisten Resultate waren gelegentlich bei Versuchen über Leitfähigkeit der Lösungen in der Nähe der kritischen Temperatur gemacht worden. Erst im Jahre 1903 unternahm M. Centnerszwer eine systematische Untersuchung in betreff der Erhöhung der kritischen Temperatur durch gelöste Körper.

Daraus folgte, daß eine dem Raoult'schen Gesetz analoge Beziehung auch für die Erhöhung der kritischen Temperatur gültig ist. Das Gesetz lautet

$$\triangle t = K \cdot \frac{s}{M L}$$

$\triangle t$ = Temperaturerhöhung
K = Konstante
s = eingewogene Menge Gelöstes in L g Lösungsmittel
M = Molekulargewicht des Gelösten.

Wie man sieht, wächst bei verdünnten Lösungen die Erhöhung der kritischen Temperatur proportional mit der Konzentration. Über die Konstante K liegen theoretische Spekulationen von

J. H. van't Hoff und J. J. van Laar vor, auf die wir hier nicht näher eingehen.

Wir haben bis jetzt nur von verdünnten ungesättigten Lösungen gesprochen. Wir wollen nun von dieser Voraussetzung abstrahieren und die Gesamtheit der Erscheinungen betrachten, die in einem binären System, bestehend aus leichtflüchtiger Komponente und schwerflüchtigem Stoff bei hohen Temperaturen stattfinden. Diese Betrachtungsweise wurde begründet und ausgearbeitet von A. Smits (von 1903—1911, Zeitschr. f. phys. Chemie). Grundlage bildet die Raumdarstellung mit Druck (P), Temperatur (T) und Kon-

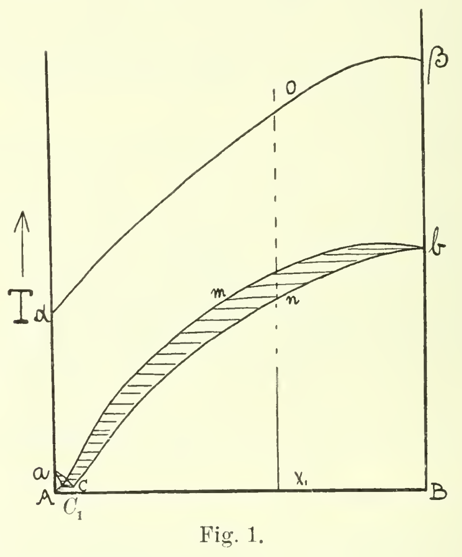


Fig. 1.

a = Schmelztemperatur von A
b = Schmelztemperatur von B
α = kritische Temperatur von A
β = kritische Temperatur von B
c = eutektischer Punkt zwischen A und B.

zentration (X) als Achsen. Der Einfachheit halber benutzen wir nur die Projektionen auf die PX- und TX-Flächen. Die einfachste Darstellung wird durch die TX-Figur geliefert.

Für den Fall, daß bei allen Konzentrationen die kritischen Erscheinungen an ungesättigten Lösungen auftreten, gilt folgendes Diagramm.

ac zeigt uns die Erniedrigung des Schmelzpunktes von A durch Zusatz von B, cb ist der zweite Teil der Löslichkeitskurve von B in A, respektiv A in B. Die Löslichkeitskurve geht vom eutektischen Punkt bis zum hohen Schmelzpunkt von B. Unter-

halb der Kurve a c b ist das Gebiet gesättigter Lösungen und fester Phasen, oberhalb a c b das Gebiet ungesättigter Lösungen. Mit jeder gesättigten Lösung auf der Kurve a c b koexistiert ein Dampf von der Zusammensetzung auf a c[1] b. Der Dampf ist somit stets reicher an der leichtflüchtigen Komponente als die Flüssigkeit. α ist die kritische Temperatur von A. Durch Zusatz von B wird diese kritische Temperatur erhöht. Eine kontinuierliche Kurve verbindet so die kritischen Temperaturen von A und B. a c b $\alpha\,\beta$ ist das Gebiet ungesättigter Lösungen. Oberhalb $\alpha\,\beta$ existieren nur fluide (gasförmige) Phasen.

Es sei nochmals erwähnt, daß die Fig. 1 eine Projektion darstellt und nicht etwa einen Schnitt für konstanten Druck. Dementsprechend sind für verschiedene Punkte der Kurven die dazugehörigen Drucke (z. B. die kritischen Drucke) verschieden.

Eine P X-Projektion wird durch Fig. 2 dargestellt.

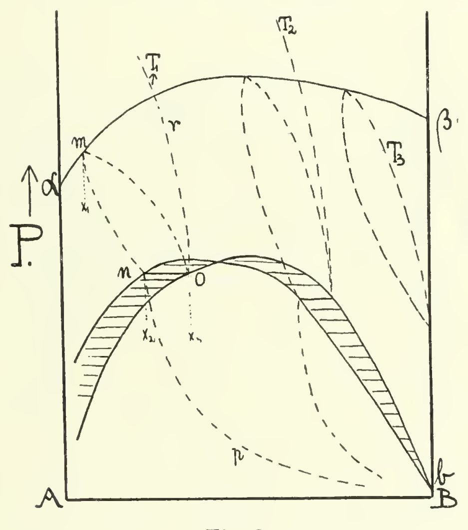


Fig. 2.

Die Kurve o b gibt die Drucke gesättigter Lösungen an, die in geschlossenen Gefäßen bei den jeweiligen Lösungstemperaturen herrschen. Die Zusammensetzung des gleichzeitig koexistierenden Dampfes wird durch die Kurve n b bestimmt. b ist somit der Dampfdruck von reinem B bei dessen Schmelztemperatur. Ebenso wie die kritische Temperatur von A durch Zusatz von B vorerst erhöht wird, erhöht sich auch der kritische Druck anfänglich.

$\alpha\,\beta$ ist die Kurve der kritischen Drucke. Selbstverständlich ist für verschiedene Punkte der Kurven α—β, n b, o b auch die Temperatur eine verschiedene, hat man es doch wiederum mit

einer Projektion und nicht mit einem Schnitt zu tun. Die gestrichelten Kurven stellen Isothermen dar.

Es möge z. B. bei einer Temperatur T_1 die gerade gesättigte Lösung die Zusammensetzung x_3 haben, der bei demselben Druck koexistierende Dampf die Zusammensetzung x_2. Bei der gleichen Temperatur T_1 zeigt eine viel weniger konzentrierte (ungesättigte) Lösung x_1 bei viel höherem Druck die kritischen Erscheinungen. Zwischen beiden Drucken existieren jeweilen eine Dampfphase und eine Flüssigkeitsphase nebeneinander. Beide Phasen werden im kritischen Punkt identisch. n m gibt die Zusammensetzung des Dampfes an, m o die Zusammensetzung der Lösungen. Anderseits wird durch steigenden Druck die Löslichkeit etwas verändert (erniedrigt oder erhöht). o r gebe die diesbezüglichen Abhängigkeitsbeziehungen. n p ist eine Dampfdruckkurve für die Temperatur T_1. Denn wenn wir den Druck niedrig wählen, d. h. das Volumen groß, so wird neben $[B_{(fest)}]$ nur ein Dampf möglich sein, der fast alles A enthält und dessen Zusammensetzung durch die Kurve n p gegeben ist.

Wir setzten bis jetzt voraus, daß die Löslichkeit der schwerflüchtigen Komponente bei höheren Temperaturen so groß ist, daß kritische Erscheinungen nur an ungesättigten Lösungen auftreten. Wenn keine Entmischungen stattfinden, wird das stets dann der Fall sein, wenn der Schmelzpunkt der schwerflüchtigen Komponente nicht sehr viel oberhalb der kritischen Temperatur des anderen Bestandteiles ist. Für magmatische Verhältnisse ist ein zweiter, zuerst von A. Smits gefundener Typus maßgebend: Ist die Löslichkeit von B bei der kritischen Temperatur von A relativ gering, was sehr oft dann eintreten wird, wenn der Schmelzpunkt von B viel höher als die kritische Temperatur von A liegt, so werden sich die Löslichkeitskurve und die kritische Kurve schneiden. Folgende TX-Projektion (Fig. 3) resultiert daraus.

Diese Figur ist nach den ausführlichen Erklärungen zu Fig. 1 sehr leicht verständlich. Zur besseren Übersicht sind die Kurven (gestrichelt) auch zwischen den beiden Schnittpunkten gezeichnet. c p q b ist wiederum die Löslichkeitskurve, daneben ist noch die Kurve für die koexistierenden Dampfphasen gezeichnet.

α p und q β sind die Projektionen der kritischen Punkte. Wie man sieht, ist die Löslichkeit von B in A bei der kritischen Temperatur von A nicht groß, die Löslichkeitskurve schneidet bald die kritische Kurve. Der Schnittpunkt p ist ein ausgezeichneter Punkt. Dort treten die kritischen Erscheinungen gerade an einer gesättigten Lösung auf. Dampf und Lösung besitzen selbstverständlich infolge der kritischen Erscheinungen gleiche Zusammensetzung. Da bei vollständiger Mischbarkeit zwischen $A_{(flüssig)}$ und $B_{(flüssig)}$ die Löslichkeitskurve zum Schmelzpunkt von B ansteigt, die kritische

Kurve aber zum kritischen Punkt von B, müssen sich naturgemäß beide Kurven ein zweites Mal schneiden; das geschehe im Punkt q. Eine zweite gesättigte Lösung befindet sich hier im kritischen Zustand. Weiterhin treten die kritischen Erscheinungen wieder an ungesättigten Lösungen auf.

Zwischen p und q ist nun ein interessantes Gebiet. Die Lösungen, die die kritischen Erscheinungen aufweisen sollten, existieren nicht, da die Löslichkeit geringer ist. Infolgedessen tritt zwischen den Temperaturen p und q keine flüssige Phase auf. H i e r s i n d n u r f l u i d e (g a s f ö r m i g e) L ö s u n g e n m i t o d e r o h n e f e s t e m B m ö g l i c h.

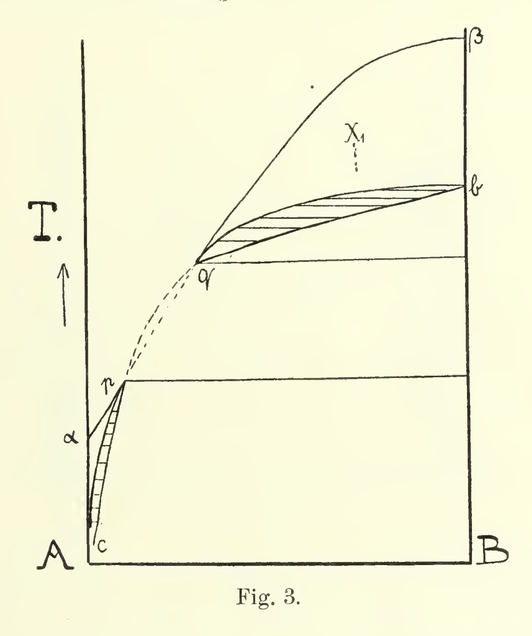


Fig. 3.

Die Löslichkeit von B nimmt in dieser fluiden Phase mit steigender Temperatur zu, bis sie die Konzentration von q erlangt hat, worauf flüssige Phasen wieder auftreten können.

Kühlen wir ein Gemisch von der Zusammensetzung x_1 ab, wobei sich auch der Druck stetig ändere, so werden wir neben Flüssigkeit stets Dampf haben. Bei fortschreitender Abkühlung erreichen wir die Kurve q b. Unter Abscheidung von B verändern sich Lösung und Dampf gegen q hin. Bei q werden Lösung und Dampf identisch. Im weiteren Verlauf der Abkühlung ist nur noch eine (fluide) gasförmige Phase neben festem [B] vorhanden. Dabei scheidet sich stets mehr [B] ab, bis die Zusammensetzung des Punktes p erreicht ist. Hier treten wieder Nebel auf, eine Flüssigkeit erscheint, die bei fortschreitender Abkühlung

(gleichwie der Dampf) immer ärmer an B wird. Aus dem mit Dampf koexistierenden Schmelzfluß entsteht somit durch Abkühlung und Abscheidung von [B] eine äußerst leicht bewegliche, fluide, gasförmige Lösung und daraus weiterhin eine an B wenig reiche flüssige Lösung, neben fast ausschließlich aus A bestehendem Dampf.

Die PX-Projektion des zweiten Typus ist aus Fig. 4 ersichtlich.

Den experimentell zu erwartenden Daten ist auch im Größenverhältnis der einzelnen Kurven Rechnung getragen. So ist dem Umstande Ausdruck verschafft, daß der mit den Schmelzlösungen

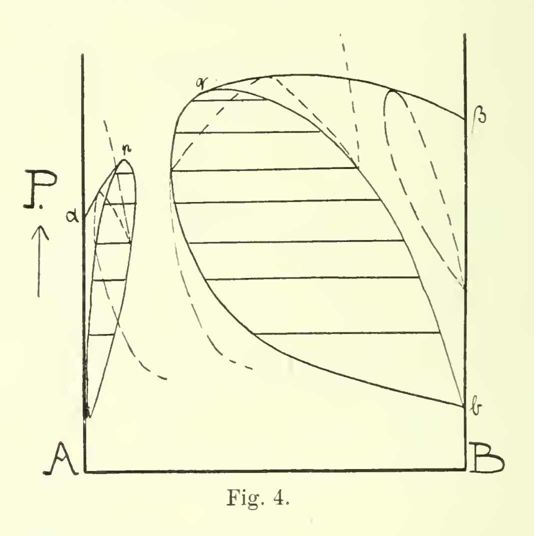


Fig. 4.

koexistierende Dampf stets viel reicher an A sein wird. Wieder wird wie bei Fig. 3 das Diagramm in zwei Teile zerlegt. Den Punkten p und q kommt die gleiche Bedeutung zu wie dort. Die drei Isothermen (gestrichelte Kurven) sind nach den eingehenden Erläuterungen zu Fig. 2 leicht verständlich.

Der kritische Druck von A wird bei Zusatz von B zum mindesten anfänglich sehr stark zunehmen, so daß der Punkt q bei hohen Drucken liegt.

Während wir bis jetzt stets Projektionen besprochen, wobei die Kurven nicht nur Funktionen von zwei der drei (P T X) veränderlichen Parameter sind, sondern von allen dreien, müssen wir jetzt noch einige Vertikalschnitte durch die Raumfigur erklären. Wir fragen uns, wie sich ein derartiges binäres Systems beim Abkühlen unter k o n s t a n t e m D r u c k verhält. Ist der Druck g r ö ß e r als der maximale Druck der kritischen Kurve, so sind die Erscheinungen normal. Aus einem Schmelzfluß mit wenig

gelöstem A scheidet sich bei einer Temperatur, die etwas niedriger ist als die Schmelztemperatur von B, vorerst [B] aus. Bei weiterem Abkühlen nimmt die Menge an festem [B] ständig zu. Der Flüssigkeitsrest wird immer weniger viskos, bis er schließlich als fluide gasförmige Lösung angesehen werden kann. Auch aus dieser Lösung scheidet sich bei fortschreitender Temperaturerniedrigung [B] aus. Später wird die Viskosität wieder etwas zunehmen, wir sind im Gebiet der flüssigen Lösungen von B in A.

A verhält sich somit wie irgend eine andere Komponente, nur würde seine Ausscheidung erst bei sehr tiefen Temperaturen stattfinden. Zudem verringert A die Viskosität sehr stark, besonders im Gebiet der fluiden Lösungen.

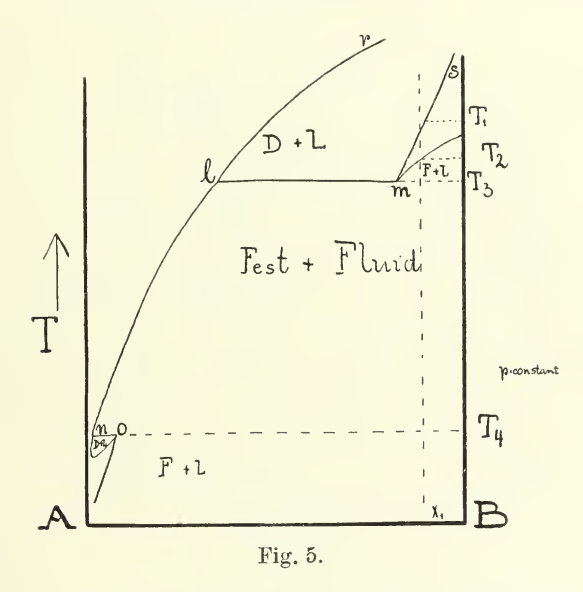


Fig. 5.

Ganz andere Verhältnisse treten ein, wenn der konstant gehaltene Druck zwischen den kritischen Drucken von A und B ist. Fig. 5 gibt ein diesbezügliches Diagramm.

Eine Schmelzlösung von der Zusammensetzung x_1 wird bei hohen Temperaturen mit einem Dampf im Gleichgewicht sein, dessen Zusammensetzung längs l r sich ändert. Zugleich verringert sich die Dampfmenge und verschwindet bei der Temperatur T_1 ganz. Bei der Temperatur T_2 beginnt sich B auszuscheiden. Bei der Temperatur T_3 erstarrt die größte Menge von B, es erscheint zugleich eine gasförmige Lösung von der Zusammensetzung l. Die plötzliche starke Abscheidung von B hält so lange an, bis nur noch gasförmige Lösung l vorhanden ist. Aus dieser scheidet sich bei weiterer Abkühlung B in prächtigen Kristallen

aus. Dadurch wird die Konzentration von B verringert. Wenn die Konzentration n erreicht ist, bildet sich von neuem (z. T. unter Resorption von B) eine flüssige Lösung o, worauf Abkühlung und Abscheidung ihren gewohnten Gang gehen.

Man hat somit zwei Phänomene bei der Erstarrung zu unterscheiden: 1. Plötzliche Erstarrung der Hauptmenge der Schmelzlösung. 2. Abscheidung von B aus fluiden und später aus wenig viskosen, flüssigen Lösungen.

Bedenken wir, daß die kritischen Drucke der im Magma vorkommenden Gase ungefähr zwischen 70 und 190 Atmosphären

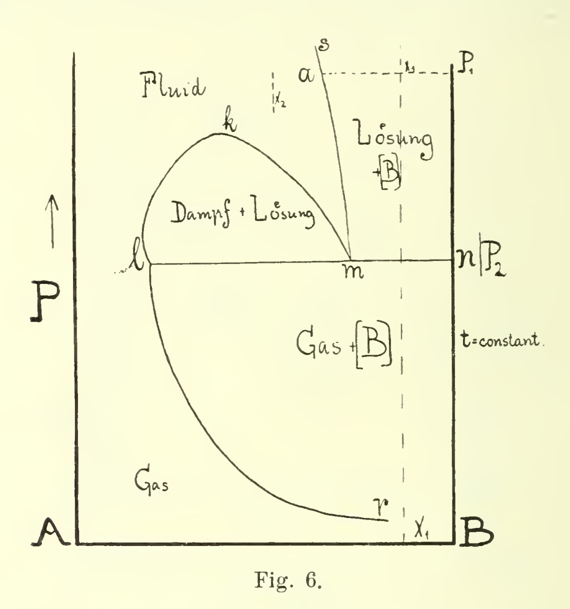


Fig. 6.

sind, die maximalen kritischen Drucke noch höher, so sieht man ein, daß bei den Intrusionen ähnliche Verhältnisse oft eintreten müssen.

Fig. 6 stellt ein Diagramm für *eine konstante Temperatur* bei variierendem Druck dar. Es ist nichts anderes als eine der Isothermen von Fig. 2 oder Fig. 4. Im durch s m n begrenzten Gebiet existieren flüssige Lösungen von der Zusammensetzung auf s m neben festem [B].

Im Gebiet l m n r koexistieren Dämpfe l r neben festem [B]. Im Gebiet l k m koexistiert Dampf längs l k mit Lösung längs m k. Links von der Kurve s m k l r ist das Gebiet homogener Zustände in gasförmigem, fluidem oder flüssigem Zustand.

Beim Druck P_1 wird ein System von der Zusammensetzung x_1 dargestellt durch die Lösung a und festes [B].

Bei Druckerniedrigung entsteht beim Druck P_2 gasförmige Lösung 1, was nur unter starker Ausscheidung von [B] erreicht werden kann. Ebenso wird eine fluide Lösung x_2, nachdem sie sich in Dampf und Flüssigkeit gespalten hat, direkt unterhalb P_2 aus festem [B] und Dampf 1 bestehen.

Durch Druckerniedrigung, resp. Volumvergrößerung, kristallisiert [B] aus. Das findet z. B. statt, wenn mineralisatorenreiche Lösungen in Spalten oder Nebengesteine intrudieren.

Ein vollständig untersuchtes System vom P—Q-Typus ist das System Äther-Antrachinon[1].

Zur allgemeinen Orientierung über die Größenverhältnisse seien einige Daten mitgeteilt.

Kritische Temperatur von Äthyläther 194 ^{0} C.

Kritischer Druck von Äthyläther ca. 36 Atmosphären.

Der erste Schnittpunkt p (kritische Erscheinung einer gesättigten Lösung) liegt bei 43 Atmosphären und 203 ^{0} C, die Lösung enthält 4 Gewichtsprozente Anthrachinon.

Der zweite Schnittpunkt q liegt bei 64 Atmosphären und 247 ^{0} C. Die Lösung q enthält ca. 30 % Anthrachinon. In der fluiden (gasförmigen) Lösung wächst somit die Konzentration im Temperaturintervall von 203—247 ^{0} von 4 % auf 30 %. Der Schmelzpunkt von Anthrachinon liegt bei 273 ^{0}, der Siedepunkt (Dampfdruck = 1 Atmosphäre) erst bei 380^0.

Um die Erstarrungsvorgänge in einem System zu verfolgen, das wenigstens im prinzipiellen als ein einfaches Magma angesehen werden kann, untersuchte ich das ternäre System HgJ_2—$HgBr_2$—SO_2[2]. Die kritischen Erscheinungen von reinem SO_2 finden bei 157,6 ^{0} und bei ca. 79 Atmosphären statt. Die Schmelztemperatur von HgJ_2 ist bei 254,5 ^{0}, die von $HgBr_2$ bei 236,5 ^{0} C. HgJ_2 und $HgBr_2$ bilden eine kontinuierliche Folge von Mischkristallen. SO_2 ist zugleich einer der im Magma vorkommenden Gasmineralisatoren. Aus experimentell technischen Gründen durften nicht Komponenten mit zu hohem Schmelzpunkt genommen werden.

Selbstverständlich bietet auch das einfachste Gesteinsmagma in Wirklichkeit komplexere und quantitativ ganz andere Verhältnisse. Theoretisch lassen sich ja ohne weiteres verschiedene ternäre Systeme dieser Art ableiten. Da aber mit der Ableitung dieser Fälle erst begonnen worden ist (Zeitschr. f. anorg. Chemie) und das obengenannte System den einzigen untersuchten Prototyp

---

[1] A. Smits, Zeitschr. f. phys. Chemie. **51.** u. **52.**

[2] Siehe Zeitschr. f. anorg. Chemie. 1912. **75.** Die vorliegende Arbeit möchte eine Ergänzung und Erläuterung zu der gleichzeitig erscheinenden Arbeit in der Zeitschr. f. anorg. Chemie sein. Die Ableitungen wurden dort mit Hilfe des thermodynamischen Potentials ausgeführt. Die experimentellen Daten finden sich daselbst in Tabellen zusammengestellt.

darstellt, ist es nicht angezeigt, jetzt schon stets auf kompliziertere Typen hinzuweisen. In einem Gebiet wie das vorliegende gilt es zuerst, die Wege in theoretischer und experimenteller Hinsicht gangbar zu machen, bevor man die eigentlichen Probleme in Angriff nehmen kann. Wenn wir daher jetzt schon Anwendungen auf petrologische Fragen versuchen, so wollen wir damit nur das Interesse wecken und zeigen, was für neue Gesichtspunkte zukünftig in Betracht kommen.

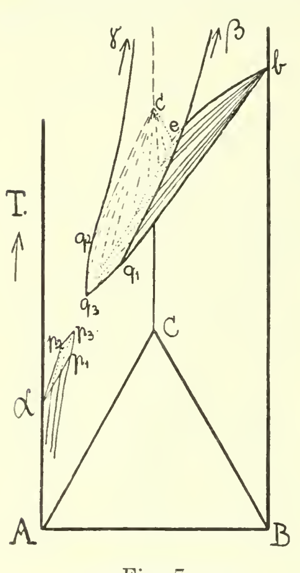


Fig. 7.

Vorläufig besprechen wir den meines Wissens bis jetzt noch nie untersuchten und behandelten einfachen Fall, daß neben dem leichtflüchtigen Bestandteil (A) zwei schwerflüchtige Komponenten (B und C) vorliegen, die in festem Zustande keine Mischkristalle, wohl aber ein Eutektikum geben. Die beiden binären Systeme A—B und A—C seien vom Typus Äther-Anthrachinon (p—q-Typus). Binäre oder ternäre Verbindungen fehlen. Fig. 7 ist entstanden durch Zusammenfügen von T X-Projektionen. Längs der Vertikalachsen ändern sich also nicht nur die Temperaturen, sondern auch die Drucke.

Dreieck A B C ist ein einfaches gleichseitiges Konzentrationsdreieck, wie es beispielsweise auch im Osann-schen Dreieck vorliegt.

α ist die kritische Temperatur von A, b und c stellen die Schmelzpunkte von B und C dar.

c e b ist die Schmelzkurve des binären Systems B C. $\alpha\, p_1$, $q_1\, \beta$ ist die zwischen $p_1\, q_1$ unterbrochene kritische Kurve von A—B; ebenso $\alpha\, p_2\, q_2\, \gamma$ die von A—C. Die zwei Flächen $\alpha\, p_1\, p_3\, p_2$ und $q_3\, q_1\, q_2\, \beta\, \gamma$ sind im ternären System die kritischen Flächen (d. h. die Teilstücke einer einzigen Fläche).

Die Flächen $e\, b\, q_1\, q_3\, p_3\, p_1$ und $e\, c\, q_2\, q_3\, p_3\, p_2$ sind die ternären Schmelz- oder Löslichkeitsflächen. Das ternäre Eutektikum wäre sehr nahe an der A-Achse und bei sehr tiefen Temperaturen. Es ist nicht gezeichnet. Die Kurven für die mit den Lösungen koexistierenden Dämpfe sind der Übersichtlichkeit halber ebenfalls weggelassen. In dem unterbrochenen Gebiete zwischen $q_1\, q_2\, q_3$ und $p_1\, p_2\, p_3$ existieren nur fluide Lösungen, flüssige Phasen fehlen. Wenn wir den Druck so variieren können, daß bei der Abkühlung wirklich die gezeichneten Kurven durchlaufen werden, so treten folgende Erscheinungen auf.

Je nachdem, ob die Zusammensetzung der Schmelzlösung so beschaffen ist, daß bei der Abkühlung die Fläche $e b q_1 q_3$ oder $e c q_2 q_3$ geschnitten wird, scheidet sich [B] oder [C] aus. Dadurch verändert sich bei fortschreitender Temperaturerniedrigung die Zusammensetzung der Lösung längs einer der von B resp. C ausgehenden Strahlen. In den meisten Fällen wird so die Kurve $e q_3$ erreicht. Nun beginnt auch die Ausscheidung der anderen Komponente. Beide zusammen scheiden sich nun längs $e q_3$ aus. Die Viskosität der Lösung wird immer geringer und bei q_3 werden Dampf und flüssige Lösung identisch. Aus der so restierenden fluiden (gasförmigen) Lösung scheiden sich B und C bei weiterer Abkühlung solange aus, bis der Punkt p_3 erreicht wird. Hier erscheinen wieder Nebel, eine Flüssigkeit von der Zusammensetzung p_3 tritt auf. Fortschreitende Temperaturerniedrigung bedingt auch fernerhin gleichzeitige Abscheidung von [B] und [C].

Von Bedeutung sind auch hier die Erscheinungen, die auftreten, wenn z. B. der Druck konstant gehalten wird. Diese Verhältnisse illustriert die Fig. 8. Sie gilt für einen Druck zwischen dem kritischen Druck von A und dem maximalen kritischen Druck. Wie leicht ersichtlich ist, stellt die Fig. 8 nur eine Aneinanderreihung von Diagrammen des Typus Fig. 5 dar.

Fig. 8.

Denken wir uns den Teil $l_1 m_1 l_3 m_3 l_2 m_2 S_1 s_2 s$, der die Koexistenz von Dampf und Lösung bei höheren Temperaturen angibt, vorläufig weg.

Die Flächen $b e m_1 m_3$ und $c e m_2 m_3$ sind wiederum Schmelz- resp. Löslichkeitsflächen. Die mit gesättigten Lösungen koexistierenden Dämpfe sind nicht gezeichnet. Die Abkühlung verursacht vorerst die gleichen Ausscheidungen, wie sie vorhin besprochen wurden. Dampf und Flüssigkeit werden aber nie identisch. Wenn der Punkt m_3 erreicht ist, erstarrt plötzlich eine größere Menge von [B] und [C] unter gleichzeitigem Verdampfen des flüssigen A. Es restiert eine gasförmige Lösung l_3, aus der bei fortschreitender Temperaturerniedrigung längs $l_3 n_3$ [B] und [C] sich abscheiden.

Die Zusammensetzungen der Schmelzlösungen längs $m_1 m_3 m_2$ und der durch Abscheidung und Verdampfung daraus entstehenden gasförmigen Lösungen sind oft sehr verschieden. Als Beispiel erwähne ich das von mir gefundene Diagramm SO_2—$HgBr_2$. Wie

schon erwähnt, repräsentiert das ternäre System SO_2—$HgBr_2$—HgJ_2 nicht genau den vorhin besprochenen Fall. HgJ_2 und $HgBr_2$ bilden eine kontinuierliche Reihe von Mischkristallen. Die Mischkristallkurve weist allerdings ein Minimum auf, so daß der prinzipielle Unterschied nur der der Mischbarkeit in der festen Phase ist. Die experimentellen Daten finden sich in der Zeitschrift für anorg. Chemie. Hier sei nur das Diagramm SO_2—$HgBr_2$, wie es für ein konstantes Volumen gefunden wurde, erwähnt. Das Dia-

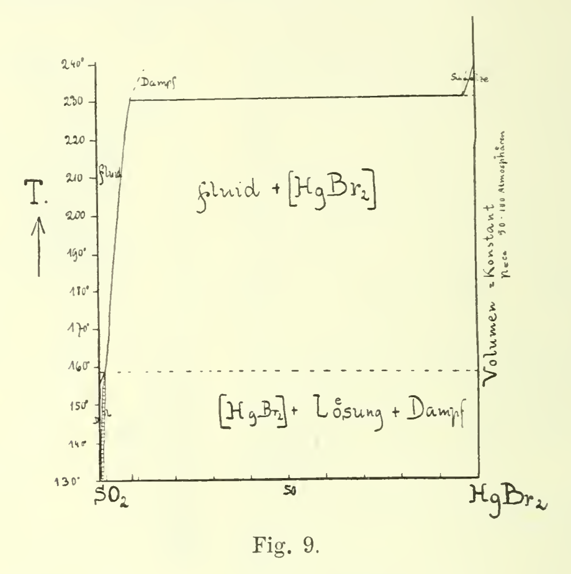


Fig. 9.

gramm ist deshalb im oberen Teil von dem bei konstantem Druck nicht wesentlich verschieden, weil sich oberhalb 160° voraussichtlich der Druck nur etwa entsprechend der Temperaturerhöhung vermehrt. Die gesättigte Lösung, die bei 158,4° die kritischen Erscheinungen aufweist, enthält 1,5 % $HgBr_2$. Aus der Schmelzlösung erstarrt $HgBr_2$ bei 230° zu einem so großen Teil, daß die restierende gasförmige Lösung bei 230° bloß noch ca. 8,5 % davon enthält. Immerhin nimmt also die Konzentration von $HgBr_2$ in gasförmigem SO_2 beim Erhitzen von 160—230° von 1,5 % auf 8,5 % zu. Bemerken wir noch, daß wenigstens bei den relativ hohen Drucken aus den fluiden Lösungen die festen Stoffe sich in sehr großen Kristallen auszuscheiden pflegen (entsprechend den Mineralien in den Pegmatitgängen).

Aus unseren Betrachtungen ergibt sich folgendes. Ein Magma, das im Erdinnern erstarrt, wird im allgemeinen bei der Abkühlung schließlich einen Punkt erreichen, wo der gesamte nicht erstarrte Teil aus fluiden (gasförmigen) Lösungen (der schwerflüchtigen Bestandteile in den Gasmineralisatoren) besteht.

Da vorher zum mindesten ein Teil der leichtflüchtigen Bestandteile im Schmelzfluß kondensiert waren, stehen diese Gaslösungen unter hohem Druck. Durch Kontraktionsrisse etc. werden sie sich Wege bahnen und dabei infolge Abkühlung und Volumvergrößerung (Druckerniedrigung) die schwerflüchtigen Bestandteile auskristallisieren lassen. Injektionen und Pegmatitbildungen scheinen auf diese Weise entstehen zu können.

Sehr häufig findet man in granitodioritischen Gebieten um einen feinkörnigen Aplitstock die grobkörnigen granitisch-syenitischen Hauptgesteine. An der Grenze zwischen beiden Differentiationsprodukten sind pneumatolytische Einwirkungen, miarolitische Hohlräume usw. nicht selten. Vom Centralstock aus durchziehen viele aplitische Gänge den Hauptgranit sowie die Nebengesteine. Injektionen im Gefolge dieser aplitischen Nachschube sind häufig (Albtalgranit). Diese Erscheinungen scheinen leicht verständlich zu sein. Der Aplit repräsentiert z. T. eine Art Restmagma. Er steht unter dem Druck der darum herum erstarrten Randmagmen. Bei der Erstarrung des nahezu eutektischen Gemisches bleibt eine ebensolche Lösung in den Gasmineralisatoren (wohl hauptsächlich in H_2O) zurück. Diese kann unter Druck oft mit noch flüssiger Schmelze intrudieren. Die fluiden Lösungen blättern die alten Sedimente auf und injizieren sie[1].

Daß auch auf die Bildung der Strukturen die Mineralisatoren einen großen Einfluß haben, erwähnte ich schon in der Zeitschrift für anorg. Chemie. Bei hohen Drucken werden die Ausscheidungsfolgen wenig beeinflußt. Bei relativ mittleren Drucken tritt häufig der Fall ein, daß plötzliche Entmischung in die feste und fluide Phase auftritt, wodurch autallotriomorphe Strukturen entstehen können.

Bei vulkanischen Eruptionen endlich entweichen die Gase und lassen eine hochviskose, oft unterkühlte Schmelze zurück. Im gleichen Sinne wirken auch die Abkühlungszeiten. Die Strukturen sind infolgedessen Produkte von verschiedenen Einflüssen, so daß die Beschränkung einzelner Typen auf Tiefen-, Gang- oder Ergußfazies nur in großen Zügen richtig ist.

Dank der (zur Aufklärung ganz anderer Probleme unternommenen) Untersuchungen von A. Smits sind wir somit in der Lage, auch wirklich magmatische Systeme physikalisch-chemisch zu behandeln. Es ergibt sich aus den Versuchen, daß in vielen Fällen (hoher Druck) die Gasmineralisatoren wie eine andere Komponente behandelt werden können, daß also Vogt's Ansicht, daß

[1] Der Umstand, daß das injizierte Material zumeist aus Quarz und Feldspat besteht, beruht wahrscheinlich auf den besonders günstigen Löslichkeitsverhältnissen der Alkalialuminate und der Kieselsäure in wasser- und fluorhaltigen Gasen. Siehe besonders die Arbeiten von E. Baur (l. c.).

einfache Schmelzflüsse schon viele petrologische Probleme erläutern, richtig ist. Anderseits erkennt man verschiedene Phänomene, die für die Injektion und Pegmatitbildung von großer Bedeutung zu sein scheinen.

Um aber die Mitwirkung dieser Faktoren bei jenen Bildungen richtig abschätzen zu können, müssen vorerst die quantitativen Beziehungen der in Betracht kommenden Systeme näher aufgeklärt werden. Große experimentelle Schwierigkeiten stehen im Wege, sie müssen überwunden werden!

Zürich, März 1911.

Mineralogisch-petrographisches Institut
der Technischen Hochschule.

Grosser Aquamarinkristall aus Brasilien.

Von Dr. **Otto Dreher**, Câmpina (Rumänien).

Mit 1 Textfigur.

In Brasilien, in der Provinz Minas Geraes wurde am 28. August 1910 ein Aquamarin gefunden, der sich durch seine außergewöhnlichen Größenverhältnisse auszeichnete. Er war 49 bezw. 50 cm hoch und hatte einen Durchmesser von ungefähr 40 cm. Sein Gewicht betrug 110,5 kg.



Aquamarin von Minas Geraes, gefunden am 28. August 1910. Höhe: 49—50 cm, Durchmesser: 40 cm. Gewicht: 111,5 kg.

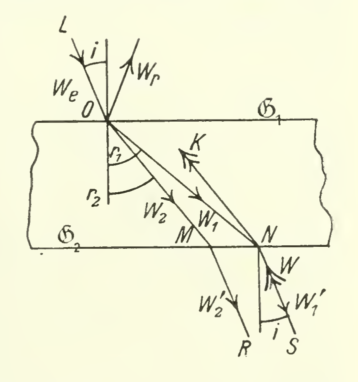
Wie das Bild erkennen läßt, besaß der Stein eine etwas unvollkommene Kristallbegrenzung. Der sechsseitige Umriß des Prismas tritt noch deutlich hervor. Die Farbe war außen grün bis gelblichgrün und nach der Mitte blau; der größte Teil des Steines war von blauer Farbe. Abgesehen von einigen Rissen und Sprüngen war der Aquamarin vollkommen rein und klar, so daß er sich sehr gut zum Verarbeiten eignete. Er wurde deshalb von einem Kaufmann aus Idar, Herrn E. Bohrer-Borges, dem ich auch diese Angaben verdanke, erworben und auf den Rohsteinmarkt gebracht.

Ein einfacher Beweis eines allgemeinen Gesetzes von F. E. Wright für den Durchgang des Lichtes durch eine Kristallplatte.

Von **Fr. Schwietring** in Celle (Hannover).

Mit 1 Textfigur.

F. E. Wright[1] hat kürzlich ein allgemeines Gesetz für den Durchgang des Lichtes durch eine durchsichtige inaktive Kristallplatte aufgestellt, die sich in einem einfachbrechenden Medium befindet. Es falle auf die obere Grenzebene $\mathfrak{G}_1$ der Platte eine ebene Welle W_e geradlinig polarisierten oder natürlichen Lichtes, der Einfallswinkel sei i, die uniradialen Polarisationsazimute in der einfallenden Wellenebene seien ε_1, ε_2. Die reflektierte Welle heiße W_r, die beiden gebrochenen Wellen W_1, W_2 in der Platte mögen die Brechungswinkel r_1, r_2 besitzen. Die durch Brechung an der unteren Grenzebene $\mathfrak{G}_2$ entstehenden Wellen W_1' und W_2' haben beide denselben Normalenwinkel i wie die einfallende Welle W_e, ihre Polarisationsazimute seien δ_1, δ_2. Dann lautet das allgemeine Gesetz:



$$\delta_1 = \varepsilon_2 + 90^0, \quad \delta_2 = \varepsilon_1 + 90^0. \qquad 1.$$

Die Polarisationsazimute δ_1, δ_2 der beiden aus der Platte austretenden Wellen W_1', W_2' unterscheiden sich um 90^0 von den uniradialen Polarisationsazimuten ε_2, ε_1 der einfallenden Welle W_e. Die Herleitung dieser Beziehung erfolgt bei Wright durch eine längere Rechnung, die sich hauptsächlich auf die Grenzbedingungen der elektromagnetischen Lichttheorie und auf die Potier'schen Relationen[2] stützt.

Wright vergleicht sein durch **1** dargestelltes allgemeines Gesetz mit einem Satze von A. Potier[3], der formal ganz ähnlich gebaut ist. Nach diesem Satze ist δ_1 um 90^0 von dem uniradialen Polarisationsazimut e_2 verschieden, für das bei umgekehrtem Strahlengang eine in der Richtung SN einfallende Welle W nur eine gebrochene Welle in der zu MO parallelen Richtung NK erzeugt. Ähnlich ist δ_2 um 90^0 von dem uniradialen Polarisationsazimut e_1 verschieden, für das eine in der Richtung RM einfallende Welle

[1] F. E. Wright, Min.-petr. Mitt. **30**. p. 194. 1911.

[2] Vergl. F. Schwietring, Inaug.-Diss. Göttingen. 1908. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXVI. p. 306. 1908.

[3] A. Potier, Journ. d. Phys. (2.) **10**. p. 354. 1891.

nur eine gebrochene Welle in der zu NO parallelen Richtung erzeugt. Also ist nach POTIER:

$$\delta_1 = e_2 + 90^0, \ \delta_2 = e_1 + 90^0. \qquad 2.$$

Es sei nun darauf hingewiesen, daß die Gleichungen 1 sehr leicht aus 2 folgen. Nach der Formel für das uniradiale Polarisationsazimut ist ε_1 nämlich nur eine Funktion von den Polarisationskonstanten[1] des Kristalls und von i. e_1 ist aber dieselbe Funktion von i und auch von denselben Polarisationskonstanten, weil die optischen Symmetrieachsen gegen $\mathfrak{G}_1$ und gegen $\mathfrak{G}_2$ dieselbe Lage aufweisen. Folglich müssen ε_1 und e_1 übereinstimmen und entsprechend auch ε_2 und e_2:

$$\varepsilon_1 = e_1, \ \varepsilon_2 = e_2. \qquad 3.$$

Auf Grund von 3 gehen die Gleichungen 2 aber in der Tat in 1 über. Die von F. E. WRIGHT aufgestellte allgemeine Beziehung 1 folgt also sofort aus der POTIER'schen Beziehung 2 und ist ihrem Inhalt nach im wesentlichen mit der letzteren identisch.

Der analytische Beweis von 1 mit Hilfe der Grenzbedingungen und der POTIER'schen Relationen läßt sich übrigens einfacher und übersichtlicher führen als bei WRIGHT. Eine genaue Ausrechnung von δ_1, δ_2 ist dazu nicht erforderlich. Bildet man z. B. die Grenzbedingungen für eine mit dem uniradialen Polarisationsazimut ε_2 auf die Grenzebene $\mathfrak{G}_1$ fallende Welle W_e und für die auf $\mathfrak{G}_2$ fallende Welle W_1, so ergibt sich bei geeigneter Multiplikation von je zwei der acht Gleichungen und darauf folgender Addition bei Berücksichtigung von drei POTIER'schen Relationen: $\delta_1 = \varepsilon_2 + 90^0$. Der allgemeine Gang der Rechnung ist dabei ganz derselbe wie für die früher von mir angegebene Herleitung der POTIER'schen Gleichungen[2] 2.

Zur Altersfrage des Donaubruchrandes.

Von **Hans Reck** in Berlin.

E. FRAAS[3] neueste interessante Arbeit über den Donauabbruch gab mir im Vergleich mit meinen eigenen morphologischen Studien über das Gebiet[4] die Anregung zu den folgenden Zeilen.

Als das wichtigste Resultat der FRAAS'schen Schrift dürfte wohl der durch die neuen Bohrungen bei Langenau nunmehr un-

---

[1] Vergl. F. SCHWIETRING, a. a. O. p. 307.

[2] F. SCHWIETRING, a. a. O. p. 328.

[3] E. FRAAS, Die Tertiärbildungen am Albrand in der Ulmer Gegend. Jahresh. 1911. p. 535 ff.

[4] H. RECK, Die morphologische Entwicklung der süddeutschen Schichtstufenlandschaft im Lichte der DAVIS'schen Cyklustheorie. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1912.

widerlegbar erbrachte Beweis des Bestehens eines Donaubruchrandes angesehen werden.

Dieser war ja vorher schon längst fast von allen Geologen angenommen worden [1], aber Regelmann [2] bekämpfte Jahre hindurch die hierüber bestehenden Anschauungen, ohne überzeugend mit seiner Ansicht durchdringen zu können, da von verschiedenen Seiten bereits die natürliche Unzuverlässigkeit der Basis seiner Berechnungen betont werden konnte [3].

Fraas' neue Arbeit aber bringt derartig zwingendes Material für das Bestehen eines Abbruches, daß er nun wohl keinem Geologen mehr zweifelhaft sein wird, wenn auch Regelmann seine Ansicht noch immer aufrecht erhält [4]. Neue stichhaltige Gründe für dieselbe kann ich aber aus seinen jüngsten Ausführungen nicht ersehen, und es ist höchst erfreulich, daß er wenigstens in der neuesten Auflage der von ihm herausgegebenen Karte von Südwestdeutschland die Bruchlinie auch als solche zur Darstellung gebracht hat [5].

Nur ein Punkt der Fraas'schen Arbeit, der aber dieses eben erwähnte hauptsächliche Resultat keineswegs in Frage stellt, scheint mir mit anderen stratigraphischen Untersuchungen wie auch mit meinen eigenen morphologischen Resultaten nicht ganz in Einklang zu bringen zu sein und einer Modifikation zu bedürfen.

Dies ist die Altersbestimmung des Donaubruchrandes.

Fraas hat oben auf der Alb eine Uferzone des Molassemeeres gefunden, und eine zweite unten im südlichen Albvorlande. Beide trennt eine Verwerfung mit einer Sprunghöhe von ca. 100 m. Fraas hat nun aus diesen Verhältnissen den an sich leicht möglichen Schluß gezogen, daß der Albabbruch auch die Ursache dieser Strandbildungen sei, daß er also zeitlich zwischen ihnen liege, mithin **mittelmiocän** sei.

---

[1] Z. B. W. Branca, Schwabens 125 Vulkanembryonen. Stuttgart 1894/1895.

[2] Regelmann, z. B. Die wichtigsten Strukturlinien im geologischen Aufbau Süddeutschlands. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1903. p. 299. — Geologische Übersichtskarte von Württemberg usw. nebst Erläuterungen. 1.—8. Aufl. bis 1910. — Berichte über die Vers. d. oberrhein. geol. Ver. 1908 u. 1909. — Zur Tektonik d. Schwäb. Alb. Dies. Centralbl. 1910. p. 307 ff.

[3] Z. B. Branca, Beleuchtung der abermaligen Angriffe W. Kranz' in der Spaltenfrage der Vulkanembryonen des Uracher Gebiets. Dies. Centralbl. 1911. p. 364. — E. Fraas, Donaubruchlinie und Vorries. Ber. üb. d. Vers. d. oberrhein. geol. Vereins. (43.) 1910. p. 77 und E. Fraas, l. c. Vergl. auch H. Reck, l. c.

[4] Regelmann, Zur Tektonik der Schwäbischen Alb. Jahresb. u. Mitt. d. oberrhein. geol. Ver. N. F. 1. 1911. p. 29. — Erläuterungen zur 8. Aufl. der geol. Karte von Württemberg. 1911.

[5] Regelmann, Geologische Karte von Württemberg. 8. Aufl. 1911.

Doch ist diese Annahme eo ipso noch keine logische Notwendigkeit. Der Rückzug des mittelmiocänen Molassemeeres ist entlang dem ganzen Alpensaum ein so ausgesprochener und allgemeiner, daß er sehr wohl auch in der Ulmer Gegend deutlich hätte zum Ausdruck kommen können, wenn auch ein Donauabbruch nicht entstanden wäre. Ein geringer Stillstand während dieses allgemeinen Rückzuges aber mußte eine Uferzone zur Ausbildung kommen lassen können.

Die verschiedene heute bestehende und durch Verwerfungen erreichte Höhenlage dieser Küstenzone kann aber doch auch erst durch jüngere Verwerfungen erzielt worden sein.

Daß dies nun tatsächlich hier der Fall war, scheint mir mit zwingender Notwendigkeit aus dem Verhalten der heutigen, sowie besonders der alten Donau hervorzugehen.

Ihre Entstehung im Anschluß an das zurückweichende Molassemeer habe ich anderweitig ausgeführt [1]. Ihre Quellen bestanden schon, während das mittelmiocäne Molassemeer weithin über den Albkörper transgredierte [2].

Einen bereits senilen Donaulauf aber, der auf flachem Talboden in weiten Mäandern dahinfloß, welche bis in das Gebiet seines Oberlaufes hineinreichten, finden wir an der Wende von Miocän und Pliocän.

Dietrich [3] hatte als Erster diesen alten Donaulauf oberhalb Ulm bis dahin verfolgt und festgelegt; ich selbst [4] habe darzutun versucht, und wohl sichere Tatsachen als Beweise dafür bringen können, daß dieser alte Donaulauf im Albkörper bei Rennertshofen seine bei Ulm abgebrochene Fortsetzung hat, dem Wellheimer Trockental, dem unteren Altmühltal und schließlich dem heutigen Donautal in der Alb folgt, auch weiterhin noch nach seinem Verschwinden bei Regensburg in der Passauer Gegend abermals zu verfolgen ist.

Das mäandrierende, einer Peneplain angehörende Flußbett der ältesten Donau wurde also durch den Albabbruch zerstückelt; denn anders ist das plötzliche Aufhören des breiten, alten Flußtales bei Ulm (Blautal) und sein ebenso plötzliches Wiedereinsetzen bei Rennertshofen absolut unerklärbar.

[1] H. Reck, l. c. und: Ein Beitrag zur Kenntnis des ältesten Donaulaufes in Süddeutschland. Dies. Centralbl. 1912, sowie: Über positive und negative Krustenbewegungen in Südwestdeutschland. Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemberg. 1912.

[2] Penck, Talgeschichte der obersten Donau. H. 28 d. Schr. d. Ver. f. Gesch. d. Bodensees und seiner Umgebung. 1899.

[3] Dietrich, Älteste Donauschotter auf der Strecke Immendingen—Ulm. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XIX. 1904. Inaug.-Diss. Tübingen.

[4] H. Reck, Ein Beitrag zur Kenntnis des ältesten Donaulaufes in Süddeutschland. Dies. Centralbl. 1912.

Das Alter dieses alten Flußtales wurde bereits von Dietrich näher fixiert. Er verfolgte die es begleitenden und charakterisierenden Höhenschotter (Dq.-Schotter d. Karten des geogn. Atlas v. Württemberg 1 : 50 000), welche ganz wesentlich höher liegen als das älteste Diluvium. Das Alter dieses Flußlaufes ist also wesentlich höher als altdiluvial.

Aber auch nach unten setzen die Dietrich'schen Beobachtungen seinem Alter eine scharfe Grenze. Denn Dietrich fand die alten Flußgerölle in zweifellos primärer Lagerung auf obermiocänem Sylvanakalk auflagernd. Dietrich wiederholte mir auch persönlich auf meine Anfrage, daß diese Lagerungsverhältnisse absolut unzweideutig seien.

Dann aber muß der Donaulauf notwendig jünger als der Sylvanakalk sein.

Mit den hier dargelegten morphologischen Ergebnissen steht auch eine stratigraphische Feststellung Dietrich's, deren Kenntnis ich seiner liebenswürdigen mündlichen Mitteilung verdanke, in bestem Einklang. Dietrich hatte sowohl auf den Höhen der Alb bei Dietingen, Ermingen usw. seine pliocänen Donaugerölle gefunden, als auch jenseits der Verwerfung in etwa 100 m tieferer Lage, eine Zahl, die auch gerade der von Fraas selbst angenommenen Sprunghöhe der Donaurandverwerfung entspricht. Die Deutung dieser Lagerungsverhältnisse mußte unter den bisherigen Anschauungen eines höheren Alters des Donauabbruches auf Schwierigkeiten stoßen, und findet auch tatsächlich in der noch einzig denkbaren Annahme einer jüngeren Verschwemmung nur eine recht gezwungene und wenig befriedigende Erklärung.

Die Lagerungsverhältnisse erscheinen dagegen sowohl vom stratigraphischen wie auch vom morphologischen Standpunkt aus ganz klar und selbstverständlich, sowie man das jüngere Alter der Verwerfung zugibt, ein Schluß, der allein auch aus den vorhergehenden morphologischen Ausführungen mit Notwendigkeit hervorgeht.

Der heutige Albabbruch kann somit schon nach der Lage der jungtertiären Höhenschotter nur jungobermiocän bis pliocän sein. Da aber ferner auch der alte Donaulauf vom Albabbruch zerstückelt wurde, so kann dieser auch danach nur jungobermiocän bis pliocän sein.

Eine nähere Fixierung des Alters scheint mir mit Sicherheit heute noch nicht möglich; immerhin dürfte meines Erachtens eine noch obermiocäne Entstehung die größte Wahrscheinlichkeit für sich haben.

Mittelmiocän dagegen, wie Fraas das will, könnte der Albabbruch nur dann sein, wenn entgegen der Ansicht Fraas' und fast aller anderen württembergischen Geologen der Sylvanakalk sich doch als mittelmiocänes Gebilde herausstellen sollte, wie vor-

nehmlich die Schweizer Geologen dies wollen, die ihn zum Teil sogar bis ins Oligocän zurückdatieren (Rollier). Doch wird diese Altersumdeutung von der anderen Seite heftig bestritten[1], und erscheint auch mir vorläufig noch durchaus nicht genügend fest begründet.

Keineswegs zu verkennen ist nun aber, daß ähnlich wie einerseits Fraas' Anschauung eines mittelmiocänen Albabbruches die Verhältnisse des Pliocäns nicht zu erklären vermag, anderseits auch die pliocäne Erklärung eines Albabbruches die Deutung einiger Probleme des Mittelmiocäns erschwert bezw. nicht ohne weiteres gestattet. Dies betrifft vor allem „die Lagerungsverhältnisse des Mittelmiocäns bei Grimmelfingen und Langenau, wo wir nicht etwa ein allmähliches Auslaufen der brackischen Schichten gegen die Alb zu, sondern einen scharfen, und zwar mit der Bruchlinie zusammenfallenden Rand haben"[2]. Nach Herrn Prof. Fraas' freundlicher Mitteilung haben auch Scholch und Deecke sich in analoger Weise über Beobachtungen im Randen und Hegau geäußert, wo ebenfalls das sprungweise Absetzen der marinen Ablagerungen ihre Aufmerksamkeit erregt haben soll.

Die obigen Darlegungen stehen nun aber mit diesen Beobachtungen keineswegs in prinzipiellem Gegensatz; denn der Nachweis, daß die Entstehung des heutigen, morphologisch so stark hervortretenden Steilabbruches der Alb altpliocän sein muß, schließt es keineswegs aus, daß die geologische Bruchlinie — an der danach also erst später die genannte starke Verschiebung stattfand — bereits zur Mittelmiocänzeit bestand, sei es nun als Bruch oder auch zunächst nur als steile Flexur, die etwa erst später zum Bruch überging. Vielleicht konnte auch starke Sedimentausfüllung der sinkenden Scholle die erosiv belebende Wirkung der gesenkten Erosionsbasis vorübergehend eliminieren, und endlich sei als Erklärung für die Verhältnisse der Sedimentbildung und des Rückzugs des Molassemeeres auch noch auf die mögliche Mithilfe der oben bereits genannten Gründe verwiesen. Aber eine Entscheidung, welche von den angedeuteten oder auch sonst noch möglichen Anregungen hier tatsächlich zu Recht besteht, wage ich nicht zu treffen und muß daher diese Frage, die auch den Rahmen dieser Arbeit weit überschreitet, zu späterer Bearbeitung offen lassen.

Es muß hier nur betont sein, daß im Mittelmiocän jedenfalls kein morphologisch irgendwie stark hervortretender Albbruchrand

[1] Vergl. hierüber die kurzen Zusammenstellungen sowie die neueren Literaturangaben über diese Streitfrage bei Kranz: Das Alter der Sylvanaschichten. Jahresber. u. Mitt. d. oberrhein. geol. Ver. N. F. 1. 1911. p. 36.

[2] Aus gütiger brieflicher Mitteilung von Herrn Professor E. Fraas, Stuttgart.

dauernd bestanden haben kann; das würde mit dem so klaren und einfachen morphologischen Entwicklungsbild der Gesamtlandschaft unvereinbar sein. Nach diesem kann das Zutagetreten der mit den Dislozierungen verbundenen Höhenunterschiede an der Oberfläche, wie wir sie heute noch haben, erst nach Absatz der Sylvanakalke und vor Eintritt der ersten Vereisung geschehen sein.

Zweck dieser Arbeit war es ja auch keineswegs, das Vorhandensein älterer Krustenbewegungen im Gebiete der Alb in Abrede zu stellen, sondern nur auf ihre relative morphologische Indifferenz zur Zeit des Molassemeeres gegenüber ihrer so auffallend starken Bedeutung und Wirksamkeit zu Beginn des Pliocäns hinzuweisen.

Ich freue mich daher sehr, anfügen zu können, daß Herr Prof. Fraas selbst meiner Auffassung durchaus nicht prinzipiell entgegensteht, sondern mir freundlichst mitteilte, daß er sich „vollkommen mit dem Gedanken befreunden kann, daß auch nach Ablagerung der jungtertiären Höhenschotter noch eine Bewegung am Albrand stattgefunden hat“.

Berlin, Geolog.-paläontolog. Institut der Universität.

Eine Kritik der von Mylius geäusserten, neuen Ansichten über die Herkunft der Juraklippen in der Algäu-Vorarlberger Flyschzone.

Von **A. Tornquist.**

Mit 1 Textfigur.

Herrn Dr. Hugo Mylius verdanke ich durch freundliche Übersendung den ersten Teil seiner „geologischen Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen“. Der vorliegende stattliche, mit vielen Profilen und Karten ausgestattete Band erstrebt eine zusammenfassende Darstellung der Geologie des zwischen Oberstdorf im bayr. Algäu und Maienfeld bei Ragaz im Rheintal gelegenen Gebirgsstückes. Der Verfasser hat selbst jahrelang im hinteren Bregenzerwald gearbeitet und kennt einen großen Teil des übrigen Gebirgsstückes durch eigene Anschauung.

Das Bemerkenswerteste an dem Buch ist der Versuch, die heute fast allseitig anerkannte Deckentheorie zu eliminieren; wohl kennt der Verfasser den außerordentlichen Anteil, welchen Überschiebungen als solche am Gebirgsbau nehmen, doch sollen die überschobenen Schollen nirgends mehr als wenige Kilometer überschoben sein. Mylius glaubt nachweisen zu können, daß „wo ein Berg in den Alpen, ob groß ob klein, heute steht, nicht weit von ihm entfernt der Ort ist, wo seine Sedimente abgelagert wurden, wo eine Faziesgrenze heute verläuft, nicht weit von

ihr entfernt liegt die Linie, längs der die beiden Fazies sich ehemals mischten".

Es ist verständlich, daß der Verfasser zur Durchsetzung dieser Anschauung auch eine vollständige Umdeutung der von mir vor sechs Jahren geschilderten Juraklippen im Bereich der nördlichen Flyschzone vornehmen mußte, und soll es der Zweck der nachfolgenden Zeilen sein, der Mylius'schen Deutung der Algäu-Vorarlberger Juraklippen nachzugehen. Es dürfte für die Leser des Mylius'schen Werkes von Wert sein, auf die ganz außergewöhnlichen Schwierigkeiten hingewiesen zu werden, welche sich der Mylius'schen Ablehnung der Deckentheorie entgegenstellen, wenn für die Juraklippen und das Auftreten der exotischen Blöcke in der Flyschzone eine Entstehung ohne Mitwirkung großer Schubmassen ermittelt werden soll. Vor allem soll dargelegt werden, daß sich der von Mylius beigebrachten, neuen Erklärung für die Herkunft der Juraklippen unüberwindliche Schwierigkeiten entgegenstellen.

Der nördliche Algäu-Vorarlberger Flyschzug ist durch zwei außerordentliche Eigentümlichkeiten ausgezeichnet, durch das Auftreten der fremdartigen Juraklippen und durch dasjenige der „exotischen Blöcke" in ihnen. Für beide Erscheinungen habe ich eine Erklärung beigebracht, welche mit den Beobachtungen in der Flyschzone sowie an den fremdartigen Objekten in ihr selbst, sowie mit Feststellungen in den südlich der Flyschzone gelegenen Kreideketten, als auch mit den Beobachtungen in den noch weiter südlich gelegenen Kalkketten (dem Triasgebirge), speziell auf der Höhe der Algäuer Schubmasse in Einklang zu bringen ist[1], wenn auch die zu Hilfe herangezogenen Kräfte so überaus gigantisch gewirkt haben müssen, daß sie unsere Vorstellungsgabe fast zu überschreiten scheinen und meiner Erklärung daher deutlich den Stempel einer Theorie aufdrücken. Meine Erklärung geht dahin, daß die Juraklippen ebenso wie die kristallinischen exotischen Blöcke von der Höhe der heute nur noch weit im Süden erhaltenen Algäuer Schubmasse abstammen und von dieser auf dynamischem Wege durch nachdrängende Decken abgeschoben und dann von oben in den Flysch eingepreßt sind. Diesen Vorgang verlege ich noch in die Zeit der Flyschsedimentation und nehme für ihn submarine Bewegung in Anspruch[2].

Die Herkunft aus dem im Süden gelegenen Triasgebirge wurde daraus abgeleitet, daß die Juraklippen ganz überwiegend nur aus Aptychenkalk der ostalpinen Fazies bestehen, während der Ober-

[1] Die Algäu-Vorarlberger Flyschzone etc. N. Jahrb. f. Min. etc. 1908. I. p. 63.

[2] Noch einmal die Algäu-Vorarlberger Flyschzone etc. Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1908. p. 326.

jura im Bereiche der Kreideketten bereits die helvetische Fazies zeigt. Ferner konnte die Beobachtung an den Klippen wie an den exotischen Blöcken klar ergeben, daß beide wurzellos in den Flysch versenkt sind.

An diesen Fundamentalbeobachtungen haben die Untersuchungen durch Mylius nichts geändert. Er betont speziell, daß die Klippen sich nach unten in den Flysch hinein verjüngen, d. h. in einiger Tiefe auskeilen, also „in den Flysch verkeilt sind", und zwar so, wie es seine Abbildung 11, Seite 64 wiedergibt, d. h. so, „daß die Schneide des Keiles unten, dessen Rücken oben liegt". Trotzdem will Mylius aber gerade diese Jurakeile von der Unterlage des Flysch ableiten. Es sollen Linien starker Überschiebungen in der Flyschzone sein, an denen beiderseits durch Überschiebungsflächen begrenzt die Jurakeile aus der Unterlage des Flysch heraufgebracht wurden. Zugegeben, daß man durch zwei Überschiebungen, wie sie Mylius jeweils im Süden und im Norden der Klippen annimmt, also durch eine Überschiebung der Klippe über den liegenden Flysch und durch eine andere Überschiebung des hangenden Flysch über die Klippe diese Lagerung der Klippe zur Not dort, wo (wie am Feuerstätter Kopf) das Streichen der Klippe demjenigen des umgebenden Flysch gleich ist, ebensogut erklären kann, wie durch die Bewegung der Klippe allein, wie ich es tat, so wird die Mylius'sche Erklärung sofort dort unmöglich, wo, wie an der Neu-Grämpl-Alp und im Ränktobel sowie am Schelpen das Streichen der Klippe spitzwinkelig zum Streichen des dortigen Flysch verläuft, und die Flyschschicht wie auf der Neu-Grämpl-Alp (meine Abb. 10 p. 99. 1908) von der einen Seite der Klippe auf die andere ungestört hinübersetzt. Leider hat Mylius diesem Aufschluß zu wenig Aufmerksamkeit geschenkt, sonst hätte er hier nicht bestätigt gefunden, daß die Klippen stets an Überschiebungsflächen des Flysch gebunden sind.

Andererseits gesteht Mylius, daß er das Heraufbringen des Klippenmaterials aus der Unterlage nur begreifen könne, wenn sie an wichtigen tektonischen Überschiebungslinien im Flyschzug auftreten (vergl. Mylius p. 77); sein Bestreben ist daher darauf gerichtet, solche Linien bei den Klippen festzustellen. Im Flyschzuge selbst ist in Anbetracht der intensiven Verfaltung und Verdrückung und der ungenügenden Aufschlüsse die Aufklärung solcher Linien naturgemäß außerordentlich schwierig, wenn nicht unmöglich, trotzdem glaubt er solche Linien gefunden zu haben. Mylius verbindet so die südliche Klippenpartie des Feuerstätter Kopfes nach Osten zu mit dem aus dem Untergrunde des Flysch auftauchenden Schrattenkalkzuge der Gauchenwände. Daß eine solche Verbindung wegen des Streichens des Flysch auf der Neu-Grämpl Alp nur durch eine kompliziert verlaufende Schlinge möglich ist,

zeigt die Karte, welche Mylius entworfen hat[1]. Es soll die Heraushebung der aus unterer Kreide bestehenden Gauchenwände derjenigen der Juraklippen entsprechen. Die Unwahrscheinlichkeit dieser Annahme wird zunächst dadurch erwiesen, daß es unverständlich bleibt, wie derselbe Vorgang die so ganz außerordentlich stark zerpreßte und mit Flysch verfaltete Juraklippe und anderseits die so regelmäßig gelagerte, aus unverdrücktem Schrattenkalk, Gault und Oberkreide aufgebaute, weithin gleichmäßig gelagerte Kreidescholle aus dem Untergrund herausgebracht haben soll. Der vollständig verschiedenartige Grad der Zerspressung und Verdrückung beider Gebirgsstücke läßt an der gleichen Art ihrer Entstehung zweifeln. Was hier allenfalls zugegeben werden kann, ist, daß die Herausfaltung von Seewenkreide in der Umgebung der Klippe auf der Grämpl-Alp mit der Hochbringung der Gauchenwände in Verbindung gebracht werden kann, so daß die Klippe mit diesen Schichten später noch einmal eine zweite schwächere Bewegung durchmachte, aber nur falls die kalkigen Schiefer, welche auf Neu Grämpl anstehen, wirklich Seewenkreide sind. Ich sah mich gezwungen, diese Schichten, da ich vergeblich in ihnen nach Foraminiferenreste ausschaute, für kalkigen Flysch zu halten. Die vollständig andersartige Klippe selbst aber mit den Gauchenwänden zu vergleichen, und sie zusammen mit den fraglichen Seewenmergeln der Neu Grämpl-Alp und zwar trotz des oben schon erwähnten anderen Streichens des Flysch und der fraglichen Seewenmergel einerseits und der Klippe anderseits durch den gleichen Vorgang aus der Tiefe steigen zu lassen, stößt auf außerordentliche Schwierigkeit, um so mehr, als solch Seewenmergel ähnlicher Flysch im weiteren Verlauf der Feuerstätter Klippe nicht mehr an die Aptychenkalke herantritt.

Die übrigen Versuche von Mylius, die andern Klippenteile auf tektonische Linien zu gruppieren, können aber ebenfalls als nicht beweiskräftig angesehen werden. Sehr unnatürlich erscheint die tektonische Verbindung der nördlichen Feuerstätter Klippenpartie mit der weit im Osten gelegenen Ränktobelklippe. Eine solche Trennung der Feuerstätter Klippen ist überhaupt wenig überzeugend. Am Feuerstätter Kopf ist überall viel Flysch in die Klippe verfaltet, die Flyschpartie zwischen den wenig voneinander entfernten nördlichen und südlichen Klippenteilen kann die Trennung der verschiedenen Klippenteile nicht rechtfertigen.

---

[1] Die stark abweichende Kontur, welche gerade diese Klippe auf meiner Karte und auf derjenigen von Mylius zeigt, ist in erster Linie auf die hier unmittelbar an der Grenze in hohem Maße falsch gezeichnete österr. Generalstabskarte zurückzuführen. Mir stand seinerzeit die photogr. Vervielfältigung der Aufnahme 1 : 25000 zur Verfügung. Zutreffend berichtigt Mylius dagegen die fehlerhafte Unterschrift und Textstelle meiner Abbildung des Ränktobels. Durch eine Verwechslung einer älteren Tagebuchnotiz ist hier von einer Überschiebungsbreccie die Rede, während die Photographie in Wirklichkeit nur Gehängeschutt zeigt.

Leider hat Mylius bei seiner Feststellung zu wenig Rücksicht auf die außerordentlich sonderbare Gesteinsentwicklung genommen, welche der Flysch meist in der Nähe der Klippen zeigt. Wohl fand er Grünsand-ähnliche Bänke, aber die höchst sonderbaren Flyschkonglomerate aus kristallinischen Blöcken und Geröllen, die Konglomeratbänke aus Tonschieferbrocken, die zugleich aus Kalkgeröllen und kristallinen Geröllen aufgebauten Bänke, welche ich beschrieben habe, welche alle aus geringer Entfernung transportierte Gesteinsstücke enthalten und für die ich das Vorkommen an regelmäßigen Zonen festgestellt habe, übergeht er, und doch kann an eine Klärung des Klippenproblems ohne gleichzeitige Erörterung der Herkunft dieser Gesteine schwer gedacht werden.

Das gilt auch von dem Funde großer Blöcke kristalliner Gesteine am Bolgen, deren Vorkommen in der Zone der kristallinen Konglomerate ich nachweisen konnte. Alle diese Vorkommnisse leitete ich von der Höhe der Algäuer Schubdecke ab, was Mylius natürlich ablehnt, ohne in den Versuch einer anderen Erklärung einzugehen. Meine Annahme, daß diese Gesteine aus einstigem Oberflächenschutt der Decken herzuleiten seien, ist unterdessen durch die ähnliche Erklärung analoger Vorkommnisse in der Schweiz mit der Ansicht mehrerer Schweizer Geologen in Einklang gekommen, wodurch ich eine Bestätigung meiner Annahme konstatiere [1].

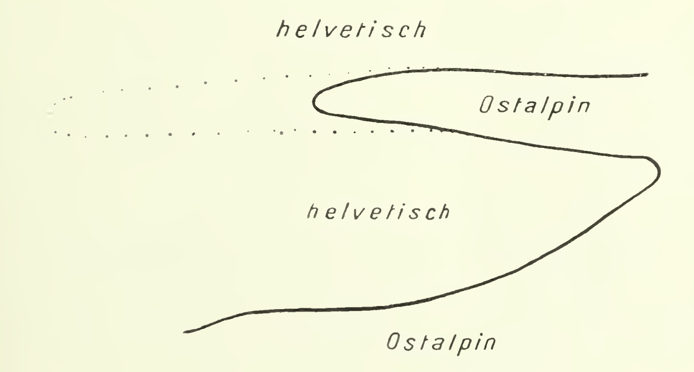
[1] Vor allem sind es Arn. Heim und Beck gewesen, welche sich neuerdings mit den exotischen Blöcken im Flysch der Schweiz beschäftigten. Arn. Heim hat ganz neuerdings (Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. N. F. XX. 1910. p. 106 ff.) die von mehreren Autoren früher behandelte Frage über die Herkunft der exotischen Blöcke zusammenfassend behandelt und kommt unter Berücksichtigung aller bisherigen Beobachtungen zu einem Schluß, welcher meiner Erklärung insofern vollständig entspricht, als er sie auch von der Höhe der Decke ableitet. Er verlegt die exotischen Blöcke vor ihrer Umlagerung als Oberflächenschutt auf die Oberfläche des alpinen Senon- und Flyschfestlandes. Dieser Schutt soll durch spätere Faltung und Deckenbewegung in die Flyschsedimente eingewickelt worden sein. Hatte Arn. Heim ursprünglich daran gedacht, daß die exotischen Blöcke durch Eistransport in den Flysch gelangt seien, so sieht er einen rein tektonischen Transport heute als wahrscheinlicher an. Für einen von mir angenommenen Transport durch Wasser (abspülen) von der Oberfläche der Decke in die Flyschsedimente sieht er in der Größe der Blöcke unüberwindliche Schwierigkeit. Diese scheinen mir aber in dem Moment behoben zu sein, in welchem wir diesen ganzen Vorgang an steil gestellte submarine Abhänge verlegen. Oder aber, wie Beck es im Anklang an diese von mir geäußerte Vermutung (Sitzungsber. d. k. preuß. Akad. 1909. IV. p. 87) neuerdings (Beiträge zur geol. Karte der Schweiz. N. F. XXIX. 1911. p. 86) sich vorstellt, daß die Bestandteile der Decke beim Eintauchen ins Eocänmeer umgelagert wurden. — Es ließe sich hier über das interessante Problem der exotischen

Wenn sich die Klippen durch ihre tektonischen Merkmale als im Flysch wurzellos steckend erkannte Klippenteile — für welche der Ausdruck schwimmend doch wohl auch berechtigt sein darf — stark gegen ihre Herkunft aus dem Untergrunde des Flysches wehren, so wachsen die Schwierigkeiten noch für eine solche Annahme bei der Betrachtung der Fazies des Klippengesteins. Der Aptychenkalk der Klippen gehört der ostalpinen Fazies an, welche nicht im Untergrund der direkt südlich gelegenen Kreidezone, sondern erst in dem noch weiter südlich gelegenen Triasgebirge herrscht. Mylius versucht nun zunächst den ostalpinen Faziescharakter der Klippengesteine in etwas abzuschwächen, indem er sie als eine Grenzfazies gegen die helvetische Provinz, allerdings der ostalpinen Fazies viel näher verwandt, ansieht, aber das will nicht allzuviel besagen. Stammen die Klippen von der Höhe der jetzt fast ganz vom Aptychenkalk gesäuberten Algäuer Schubmasse ab, so müßte diese ja der helvetischen Fazies ursprünglich näher gelegen haben als die Lechtaler Schubmasse, auf der heute allein der Aptychenkalk verbreitet vorkommt. Auch so ist Mylius natürlich noch gezwungen, bei der Annahme der Herkunft der ostalpinen Aptychenkalke aus dem Untergrunde der nördlichen Kreidefaltenzone einen äußerst komplizierten Verlauf der Faziesgrenzen anzunehmen und zwar nach einem Rezept, welches Steinmann schon früher beim Beginn der alpinen Deckentheorie ähnlich im großen verschrieb, um die von ihm damals noch durch Südschub erklärten Kalkalpendecken zu verstehen. Kurz, Mylius ist der Annahme, daß sich im Klippengebiete wiederum ostalpine Fazies, wenn auch nördlich der helvetischen Fazies, sedimentierte. Daß diese Annahme nur durch eine bedenkliche Konstruktion gelingt, liegt auf der Hand. Um die Möglichkeit der Auffaltung von Gesteinen von ostalpiner Fazies aus der Tiefe der nördlichen Flyschzone möglich erscheinen zu lassen, muß er einen zunächst mindestens 30 km von West nach Ost, nördlich der helvetischen Fazies vorgelagerten „Fjord“ — der Ausdruck ist denkbarst unglücklich — ostalpiner Fazies supponieren. Er stellt dem Leser diese Annahme allerdings durch eine stark schematische Kartenrekonstruktion sehr viel harmloser dar, als sie ist, indem er zugleich allerdings angibt, daß seine Kartenskizze nur ein ungefähres Bild der Wirklichkeit gäbe. Hier sieht man nur eine sigmoide Krümmung der helvetischen zur ostalpinen Faziesgrenze, welche sich durch den Zusammenschub des Gebirges in nicht einwandfreier Weise in eine stärkere Ausbuchtung verwandelt haben soll. In Wirklichkeit müßte das Bild ganz anders

---

Blöcke noch manches sagen, doch würde dieses über den Rahmen dieser kurzen Mitteilung hinausgehen. Ich muß mich hier auf diese kurze Fußnote beschränken, hoffe aber, mich bald wieder einmal mit einem ähnlichen Thema der alpinen Geologie ausführlicher beschäftigen zu können.

aussehen und mindestens ungefähr die nebenstehend skizzierte weite, ostalpine Meeresausbreitung nördlich der helvetischen Fazies zeigen. Sehr viel natürlicher wäre es aber, diese ostalpine Meeresausbreitung dann nicht gerade nur bis zur westlichen Klippengrenze, sondern noch darüber hinaus zu ziehen. Aber weiter westlich in der Schweiz sähe man sich wegen der dort im Flysch sitzenden Klippen von ostalpiner Fazies zu gleichen Konstruktionen genötigt. Es resultieren dann schließlich Annahmen für die Beziehungen der ostalpinen zur helvetischen Fazies, welche uns unlöslichen Widersprüchen entgegenführen. In der Schweiz ist der helvetische Untergrund vielerorts hoch aufgefaltet und liegen trotzdem die ostalpinen Klippen auf ihnen. Derartige Konstruktionen sind ent-



schieden auch für unser Gebiet abzulehnen, mit ihnen zu operieren ist, aussichtslos.

Schwer verständlich ist es, wie Mylius im Anschluß an diese Konstruktion die Behauptung knüpfen kann, daß er sich zur Vertretung seiner Ansicht nur im Felde gemachter Beobachtungen bedient habe. Der Aufbau unserer Hochgebirge ist vielmehr so großartig, unsere Vorstellungen hierüber sind noch so unvollkommen, daß es heute keinem Geologen gelingen kann, ohne eine weit über die direkte Beobachtung hinausgehende Kompilation in einen Versuch der Gebirgsbildung einzutreten. Vor der Hand können nur Arbeitstheorien geschaffen werden. Die Theorie der großen alpinen Schubmassen ist eine solche, mit der erfolgreich gearbeitet worden ist, die anderseits aber wohl zu so gigantischen Kräftewirkungen führt, daß sich unsere Vorstellung hiergegen zunächst aufbäumt, vielleicht gelingt es hier, zu einfacheren Vorstellungen zu gelangen, nach den wir heute allerdings vergeblich ausblicken. Die Mylius'sche Anschauung über die Natur der Juraklippen im Flysch bedeutet aber keine überzeugende Vereinfachung unserer Vorstel-

lungen, sie stößt auf allerhand neue Schwierigkeiten. Mit ihr dürfte vor der Hand ein neuer Versuch die großen Deckenschübe zu elimieren, gescheitert, an den Juraklippen zerschellt sein.

Geologisches Institut Königsberg, 11. April 1912.

Miscellanea.

v. Reinach-Preis für Geologie.

Ein Preis von 500 Mark soll der besten Arbeit zuerkannt werden, die einen Teil der Geologie des Gebietes zwischen Aschaffenburg, Heppenheim, Alzey, Kreuznach, Koblenz, Ems, Giessen und Büdingen behandelt; nur wenn es der Zusammenhang erfordert, dürfen andere Landesteile in die Arbeit einbezogen werden.

Die Arbeiten, deren Ergebnisse noch nicht anderweitig veröffentlicht sein dürfen, sind bis zum 1. Oktober 1913 in versiegeltem Umschlage, mit Motto versehen, an die unterzeichnete Stelle einzureichen. Der Name des Verfassers ist in einem mit gleichem Motto versehenen zweiten Umschlage beizufügen.

Die Senckenbergische Naturforschende Gesellschaft hat die Berechtigung, diejenige Arbeit, der der Preis zuerkannt wird, ohne weiteres Entgelt in ihren Schriften zu veröffentlichen, kann aber auch dem Autor das freie Verfügungsrecht überlassen. Nicht preisgekrönte Arbeiten werden den Verfassern zurückgesandt.

Über die Zuerteilung des Preises entscheidet bis spätestens Ende Februar 1914 die unterzeichnete Direktion auf Vorschlag einer von ihr noch zu ernennenden Prüfungskommission.

Frankfurt a. M., April 1912.

**Die Direktion
der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft.**

Personalia.

Das norwegische Storthing beschloß am 29. III. die Errichtung einer persönlichen Docentur (Mineralogie und Petrographie) an der Universität Kristiania für Dr. **V. M. Goldschmidt**. Die Verwaltung des Nansen-Fonds erteilte am 1. V. Dr. Goldschmidt für sein Buch „Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet“ den Fridtjof-Nansen-Preis (1000 Kronen).

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. Juni 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg. E. Koken, in Tübingen. Th. Liebisch in Berlin.

1912. No. 12.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Bastnäsit von Madagaskar.

Von R. Koechlin.

Herr Julius Böhm, Mineralienhändler in Wien, übergab mir unlängst eine Probe aus Madagaskar zur Bestimmung. Es war eine Spaltplatte, etwa 2,5 cm im Geviert, 0,5 cm dick, die beim ersten Anblick an die Zinkblende von Picos de Europa erinnerte. Die Farbe auf der Tafelfläche war gelbbraun, der Glanz lebhaft, z. T. perlmutterartig. Die Ränder der Platte, die von Bruchflächen gebildet waren, zeigten ein dunkleres Braun, Glasglanz und unebenen Bruch.

Die Substanz gab in der Phosphorsalzperle im Reduktionsfeuer die graublaue Farbe von Didym, mit Phosphorsalz im Röhrchen starke Fluorreaktion; danach war an Tysonit, Bastnäsit, eventuell an Parisit zu denken. In heißer Schwefelsäure trat ein Aufbrausen ein, das die Anwesenheit von Kohlensäure vermuten läßt. Die Bestimmung des spezifischen Gewichtes ergab 4,95. Von dieser Zahl ist anzunehmen, daß sie etwas zu niedrig ist, da die Probestückchen Risse parallel der Tafelfläche zeigten, die den Perlmutterglanz verursachen. In diesen Rissen ist hie und da in äußerst dünnen Häutchen eine weißliche Substanz abgelagert. Das spezifische Gewicht deutet auf Bastnäsit. Eine Entscheidung wird allerdings nur eine Analyse bringen können. Hier soll bloß auf das Vorkommen hingewiesen werden, das ich in den zahlreichen Angaben über Mineralien von Madagaskar nicht erwähnt finden konnte.

In einer Arbeit von W. F. Hillebrand: Analyses of Tysonite, Bastnäsite etc. (Americ. Journ. 1899. 7. p. 51) findet sich eine Angabe von Herrn Turner, wonach die optische Orientierung in Tysonit und Bastnäsit dieselbe sei und weiters der Brechungsindex von Bastnäsit größer als der von Tysonit. Diese Angaben fand ich bestätigt, aber der optische Charakter der beiden ist verschieden. Bei der Untersuchung sämtlicher Proben von Tysonit und Bastnäsit von Pikes Peak, die sich in der Sammlung des naturhistorischen Hofmuseums in Wien befinden, erwies sich Tysonit als optisch negativ, was mit den bisherigen Beobachtungen übereinstimmt, Bastnäsit aber als optisch positiv. Auch die Probe von Madagaskar ist optisch positiv.

Die glänzenden Teilungsflächen nach der Tafel der Probe von Madagaskar machen den Eindruck von ausgezeichneter Spaltbarkeit. In Wirklichkeit scheint Schalenbau vorzuliegen. Die Trennung nach ebenen Flächen gelingt nur an bestimmten Stellen; an anderen zeigt sich keine Spur von Spaltbarkeit. Übrigens scheint auch bei Tysonit die Angabe „vollkommen spaltbar" nicht zutreffend zu sein. Selbst an klar durchsichtigen Stellen, die den Eindruck vollkommener Frische machen, erscheinen die Trennungsflächen nach der Basis eher flach muschelig als eben. Die Spaltbarkeit scheint nicht besser zu sein als die von Apatit. Allerdings gründet sich diese Ansicht auf Beobachtung an sehr spärlichem Material.

Die Angabe bei Bastnäsit in Naumann's Mineralogie (14. Auflage) „sehr leicht zersetzbar durch Salzsäure" ist geeignet, falsche Vorstellungen zu erwecken; es sollte heißen „durch heiße Salzsäure teilweise zersetzbar".

Wien, am 9. Mai 1912.

Zwei gemischte Hornfelse aus dem Tessin.

Von **Emil Gutzwiller.**

In meiner Dissertation [1] habe ich versucht, darzutun, daß die Gneiszone des Tessinermassivs, welche, von der Umgebung von Bellinzona sich westwärts verbreiternd, über Locarno nach dem Centovalli und Val Onsernone sich erstreckt und zum Teil das Verzasca- und das Maggiatal durchquert, eine ausgeprägte Injektionszone ist. Vorläufige Mitteilungen über dieselbe sind zum Teil schon von G. Klemm [2] erschienen. Hier sei nur angedeutet, daß neben den Beobachtungen, welche im Terrain gemacht werden können, auch die mikroskopischen Untersuchungen der Injektionsgneise dieser Zone interessante Resultate ergaben.

Innerhalb dieser Injektionsgneise sind naturgemäß auch Contaktgesteine zu erwarten; als solche mögen zwei Hornfelse beschrieben werden, welche die in dieser Zone eingelagerten Marmorzüge [3] begleiten.

---

[1] Emil Gutzwiller, Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. Diss. Zürich. 1912. (Wird erscheinen in: Eclogae geologicae helvetiae.)

[2] G. Klemm, Bericht über Untersuchungen an den sog. Gneisen und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. Sitzungsber. der preuß. Akad. d. Wissensch. 1904, 1905, 1906 u. 1907.

[3] Auf der geol. Karte der Schweiz 1 : 500 000 vom Jahre 1911 ist diese Injektionszone des Tessins noch als Orthogneiszone dargestellt und also mit den nördlich davon gelegenen Orthogneisen verschmolzen. Die Marmore sind als triadisch eingezeichnet, entsprechend der Auffassung von C. Schmidt (Erl. z. geol. Karte d. Simplongruppe. Taf. IV. 1908),

1. Kalksilikatfels von Castione bei Bellinzona.

Der sog. „Granito scuro" oder „Granito nero" di Castione (ca. 4 km nördlich Bellinzona), der poliert als Dekorativgestein architektonische Verwendung findet[1], zeigt meist eine mehr oder weniger einheitlich dunkle Farbe, untergeordnet auch ein geflecktes bis streifig-schlieriges Aussehen, indem das granat- und glimmerreiche Gestein etwa von hellen Quarz-, Feldspat- und Calcitstriemen durchzogen wird, in welchen bis 2 cm^3 große, rotbraune Granaten und bis 1 cm lange Augite und Hornblenden liegen. Je nach der Farbe des Biotits ist das Gestein entweder dunkelgrau oder rötlichbraun nuanciert. Mit verd. HCl betupft, braust es stark auf.

Die Textur des Haupttypus dieses Gesteins ist völlig massig, seine Struktur infolge der soeben angedeuteten Verhältnisse zunächst porphyroblastisch. Untergeordnet gibt es auch Abarten, welche schwach schiefrig und solche, die annähernd gleichmäßig körnig sind.

Makroskopisch sind in diesem Gestein schon eine Anzahl von Komponenten erkennbar; u. d. M. ergeben sich noch mehrere dazu, so daß als Mineralbestand resultiert:

Quarz, bas. Plagioklas, Orthoklas-Mikroklin, Skapolith, Calcit;
Biotit, Phlogopit, Muscovit, Granat, Hornblende, Augit, Turmalin;
Titanit, Magnetit, Pyrit, Graphit, Apatit und Zoisit.

Quarz tritt u. d. M. in größeren und kleineren Körnern von rundlicher und polygonaler Umgrenzung, sowie auch in eckig verzahnten und verkeilten, zum Teil länglichen Individuen auf. Er löscht teils einheitlich, teils undulös aus und zeigt besonders in größeren Körnern Felderteilung.

Plagioklas erscheint vorherrschend in großen Individuen, die schon makroskopisch an ihren Spaltflächen, durch Ritzversuche und an der Zwillingsstreifung erkennbar sind. U. d. M. zeigen sie sehr unregelmäßige Begrenzung und vielfache Verzwillingung nach dem Albit-, weniger häufig nach dem Periklingesetz. Die durchweg frischen Plagioklase sind oft gebrochen, ihre einzelnen Stücke aneinander verschoben und schief zueinander gestellt. Die Zwillingslamellen sind teils fein, teils breit, keilen öfters kammartig aus und erscheinen hin und wieder auch verschwommen. An den fein lamellierten Individuen treten die Zwillingslamellen bereits bei ausgeschaltetem Analysator hervor, was schon für eine relativ

während auf der „Carta geologica delle Alpi occidentali, Roma 1908" die Kalke dieser selben Zone in ihrer westlichen Fortsetzung als Glieder der altkristallinen Schieferformation eingetragen sind.

[1] Er wird von der „Aktiengesellschaft Schweizerische Granitwerke" Bellinzona ausgebeutet (Handelsbezeichnung „Castione dunkel") und verwendet für Sockel, Säulen, Wandverkleidungen, Treppentritte und Bodenplatten.

große Differenz der beiden Brechungsexponenten α und γ spricht; damit stimmt auch überein, daß die Polarisationsfarbe der Plagioklase etwas höher ist als diejenige des Quarzes; sie zeigen auch in allen Stellungen höhere Lichtbrechung als letzterer. Die Auslöschungsschiefen der Albitlamellen sind durchweg groß; in den drei Dünnschliffen konnten folgende symmetrische Auslöschungen gemessen werden:

31°	34°	36°
32	36	36;

daher ist der Plagioklas Bytownit bis Anorthit.

Untergeordnet finden sich auch nichtverzwillingte Feldspatkörner und -tafeln vor, deren Lichtbrechung und Polarisationsfarben niedriger sind als diejenigen des Quarzes. Vereinzelt lassen sie winzige, helle Schnüre und gitterartig undulöse Auslöschung erkennen. Es ist mikroklinartiger Orthoklas, ein Kalifeldspat mit flauer Mikroklinstruktur, wie er in den Injektionsgneisen dieser Gneiszone des südlichen Tessins so häufig vorkommt.

Skapolith fällt gegenüber den obigen farblosen Komponenten durch sein höheres Relief und seine höhere Interferenzfarbe zunächst auf, erscheint in kurzsäuligen Individuen und unregelmäßigen Körnern mit prismatischer Spaltbarkeit. Annähernd isotrope Durchschnitte mit deutlich rechtwinkligen Spaltrissen ergeben schöne Achsenbilder von optisch negativem Charakter. Seine Doppelbrechung wurde nach der Methode von Michel-Levy zu $(\omega-\varepsilon) = 0{,}029$ bestimmt; darnach dürfte ein Skapolith bis Wernerit vorliegen.

Calcit tritt in kleineren und größeren, unregelmäßig begrenzten, z. T. verzwillingten Körnern auf; er gehört, in anbetracht seiner Menge (siehe auch Analyse), durchaus zu den primären Gemengteilen.

Biotit besitzt den Pleochroismus von hellrotbraun (// der Spaltbarkeit) nach hellgelb ($\perp$ dazu); er erscheint in größeren, aber zerstückelten Individuen oder in kleineren Fetzen, sowie auch in kleineren, gut begrenzten Blättchen.

Muscovit und Phlogopit treten im Gestein nur lokal auf und zwar Muscovit in größeren, silberglänzenden, Phlogopit in kleineren, bronzegelben Blättchen; im Dünnschliff sind sie farblos und zeigen etwa fächerartige Gruppierung ihrer Schüppchen.

Die makroskopisch schwarze Hornblende zeigt u. d. M. den Pleochroismus: $\mathfrak{a}$ gelb, $\mathfrak{b}$ gelbgrün, $\mathfrak{c}$ blaugrün und eine Auslöschungsschiefe $c/\mathfrak{c}$ von 16—18°, ist also gemeine Hornblende. Sie tritt nur in wenigen, sehr unregelmäßig begrenzten Individuen und Fetzen auf und meist in Verwachsung mit Biotit und Augit.

Der makroskopisch lichtgrüne Gemengteil gibt sich u. d. M. als farbloser Augit (Diopsid) zu erkennen (deutlich höheres Relief als Amphibol und // (001) rechtwinklige Spaltbarkeit). An mehreren

Schnitten mit höchsten Interferenzfarben ($\gamma - \alpha = 0{,}025 - 0{,}027$) wurden Auslöschungsschiefen von $c/\mathfrak{c} = 45^0$ gemessen. Er ist ein ziemlich verbreiteter Gemengteil, erscheint teils in deutlich prismatischer Entwicklung, teils in sehr xenoblastischen Gestalten und ist mit Hornblende und Biotit regellos verwachsen.

Granat bildet unregelmäßige, stark ausgebuchtete und durchlöcherte Körner, indem sie vielfach von den anderen Gemengteilen durchbrochen werden.

Turmalin ist meist gut kristallographisch begrenzt, vor allem in der prismatischen Zone; die kleineren Individuen besitzen durchweg bessere Kristallformen als die größeren. Er weist auch Zonarstruktur auf und besitzt allgemein den Pleochroismus:

O: dunkelgelbgrün oder braunschwarz mit Stich ins Bläuliche;

E: hellgelb.

Titanit kommt, wie der Turmalin, ziemlich häufig vor und zwar in größeren und kleineren Körnern, sowie in Kristallen mit spitz-rhombischen Querschnitten; er zeigt deutlichen Pleochroismus von fast farblos bis hellrötlichbraun ($\mathfrak{a}$). Pyrit tritt in größeren, unregelmäßigen Körnern auf, Apatit nur untergeordnet in kurz- und dicksäuligen Individuen, Zoisit ebenfalls in ganz wenigen Körnern oder kurzen Stengeln. Magnetit hingegen ist wieder in zahlreicheren derben Körnern und stabförmigen Gebilden vorhanden. Der Graphit hat sich beim Aufschließen mit Flußsäure verraten, indem er die Lösung schwarz trübte; im Dünnschliff zeigt er mehr oder weniger drei- oder sechseckige und rundliche Blättchen, die im reflektierten Lichte stark aufleuchten.

Strukturelles. Aus der Beschreibung der Formentwicklung der einzelnen Gemengteile geht hervor, daß dieselben fast durchweg eine hochgradig xenoblastische Ausbildung aufweisen; diese wird vor allem dadurch bedingt, daß die Gemengteile sich gegenseitig auf die unregelmäßigste und intensivste Art und Weise durchdringen: Biotitblättchen liegen im Plagioklas, Biotitschüppchen sind mit Amphibol und Pyroxen verwachsen; diese dringen wieder in den Plagioklas ein und umgekehrt. Calcitkörner liegen hier teils einzeln, teils mehrere beisammen zwischen den andern Gemengteilen; dort erscheinen sie in allen Komponenten eingeschlossen. Der Granat wuchert sozusagen in skelettartigen Formen um alle andern herum. Dazu gesellen sich die polygonalen Quarz-, Orthoklas- und Skapolithkörner, die gebrochenen Plagioklase, welche Gemengteile, sowie auch die femischen Komponenten von Turmalin, Titanit, den Erzen, Biotiten und Calciten durchspickt werden. Jeder Gemengteil tritt gewissermaßen als Gast und jeder wieder als Wirt auf, wodurch eine ausgesprochene Siebstruktur geschaffen wird.

Hierzu gesellen sich sonderbarerweise noch zierliche myrmekitische und mikropegmatitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat, die in feinen Schnüren oder nesterartig

zwischen all den Gemengteilen eingestreut erscheinen. Es sind dies die nämlichen pneumatogenen und eutektischen Gebilde, wie sie in den Injektionsgneisen dieser Zone so häufig waren und verraten nach meiner Auffassung die Produkte einer pneumatolytisch-pegmatitischen Injektion.

Schon die ausgeprägte Siebstruktur läßt dieses Gestein als einen Kalksilikathornfels erkennen. Die Anwesenheit von Skapolith und Turmalin, vor allem aber die feinsten Myrmekite und Mikropegmatite zeugen von einem stofflich beeinflußten Kontaktgestein, von einem gemischten Hornfels.

Die von mir im chemischen Laboratorium des mineralog.-petrogr. Instituts der eidg.-techn. Hochschule ausgeführte Analyse dieses Kalksilikatfelses ergab:

	Aufschluß mit			
	Na_2CO_3	HF	Mittel	Mol. %
SiO_2 . . .	48,39	—	48,39	56,25
TiO_2 . . .	0,14	0,15	0,14	—
Al_2O_3 . . .	15.95	15,82	15,88	10,90
Fe_2O_3 . .	0,76	0,83	0,80	—
FeO . . .	—	—	4,62	5.20
CaO . . .	17.06	17,05	17,05	21,33
MgO . . .	1,86	2,24	2,05	3,57
K_2O . . .	—	—	2,28	1.69
Na_2O . . .	—	—	0,94	1,06
H_2O I. . .	—	—	0,39	—
H_2O II. . .	—	—	1.90	—
CO_2 . . .	—	—	5,81	—
C	—	Spur	—	—
			100,30	100,00

s = 2,86.

Gruppenwerte nach Osann-Grubenmann:

S	A	C	F	M	T	K
56,25	2,75	8,15	36,77	13,18	—	0,8

Projektionswerte nach Osann:

$a_1 \quad c_{3,5} \quad f_{15,5}.$

Chemisch gehört dieser Hornfels in die Gruppe der Kalksilikatgesteine[1]; sein Projektionspunkt fällt ganz in die Nähe des Gruppenmittels jener Gesteinsklasse. Aus der Analyse ist nicht zu ersehen, daß er ein gemischtes Gestein ist; stofflich stammt er wohl zur Hauptsache von einem kalkreichen Sediment ab und hat durch die Injektion geringe substanzielle Additionen erfahren, welche infolge ihrer besondern Struktur erkenntlich sind.

[1] Grubenmann, U., Die kristallinen Schiefer. 2. Aufl. Berlin. 1910. Analyse 7. Projektion p. 268.

Für diesen gemischten Kalksilikatfels dürfte noch das Nebeneinanderauftreten von Kalifeldspat und sehr basischem Plagioklas bemerkenswert sein. Auch A. LACROIX[1] hat das eigentümliche Zusammenvorkommen von sehr basischem und sehr saurem Plagioklas in einem feldspatführenden Hornfels der Pyrenäen hervorgehoben.

2. Kalksilikatfels von Contra bei Locarno.

An der Straße von Contra nach Mergoscia (Val Verzasca) trifft man bald hinter Contra auf Einlagerungen von Marmor in Lagengneisen (Injektionsgneisen). Ein Begleitgestein dieser Marmore ist ein helles, schwach geschiefertes, mittelkörniges Gestein, welches einen lichtgrünen Augit als herrschenden dunklen Gemengteil führt. Vereinzelte schwarze Streifen bestehen aus Hornblendenadeln; ziemlich häufig und gleichmäßig zerstreut kommen kleine, braune Granate und Pyritkörnchen vor. Das Gestein braust mit verd. HCl kräftig auf; beim Zerschlagen fällt seine Härte und Zähigkeit auf und bei näherer Betrachtung erkennt man in ihm auch ziemlich viel Quarz.

Als Mineralbestand ergibt sich u. d. M.

Quarz, Orthoklas-Mikroklin, Plagioklas, Calcit, Skapolith;
Augit, Hornblende, Granat;
Zoisit, Titanit, Pyrit, Apatit, Zirkon.

Dieser Kalksilikatfels ist viel heller als derjenige von Castione; hingegen ist er mineralogisch und strukturell in manchen Beziehungen diesem sehr ähnlich und soll daher auch mit demselben verglichen werden.

U. d. M. erweisen sich Quarz und Orthoklas-Mikroklin so häufig, daß sie zu den Hauptgemengteilen gestellt werden müssen. Quarz löscht meist undulös aus, zeigt auch Felderteilung und seine Körner sind oft stark ineinander verzahnt. Orthoklas läßt vielfach gitterartig wandernde Schatten erkennen und scheint dann Mikroklin zu sein. Die Plagioklase sind weniger zahlreich; sie zeigen z. T. unvollkommene Ausbildung ihrer Zwillingslamellen, sowie fleckige Durchwachsungen von den andern Feldspäten, und besitzen daher sehr buchtige und lappige Umgrenzungen. Quarz und Feldspat bilden auch myrmekitische und mikropegmatitische Verwachsungen, die hier noch zahlreicher vorkommen als im Gestein von Castione und teils eben so fein, teils gröber sind als dort; sie tragen auch dazu bei, die salischen Komponenten zapfenartig zu verkeilen.

Augit, der herrschende femische Gemengteil, ist in bezug auf optisches Verhalten und Gestaltsentwicklung der nämliche wie im

[1] A. LACROIX, Le Granite des Pyrénées et ses phénomènes de Contact. N. Jahrb. f. Min. etc. 1901. II.

obigen Gestein. Die Hornblende ist ebenfalls dieselbe wie dort und häufig auch mit Augit verwachsen, zeigt aber im ganzen bessere kristallographische Ausbildung als dort, indem hier öfters an ihr (110) Flächen erscheinen. Zu den ziemlich verbreiteten Gemengteilen gehört auch der Zoisit, der in kurzen Stengeln und Körneraggregaten auftritt und die charakteristischen, anormal blauen und gelben Polarisationsfarben aufweist. Granat, Calcit, Skapolith, Titanit, Pyrit und Apatit besitzen die Eigenschaften und Formen wie im Kalksilikatfels von Castione. Zirkon kommt in wenigen, gut begrenzten Säulchen vor. Biotit, Phlogopit und Turmalin fehlen (zufälligerweise) in diesem Gestein; in andern Begleitgesteinen dieses Marmorzuges wurden sie lokal reichlich beobachtet.

Strukturelles. Zeigen einzelne Gemengteile z. T. gute kristallographische Umgrenzungen, so wird doch der Hauptcharakter des Strukturbildes durch die xenoblastische Ausbildung derselben bedingt; dabei greifen die Komponenten vielfach ineinander ein, durchdringen sich jedoch nicht so siebartig wie im Kalksilikatfels von Castione; die Struktur ist daher eine granoblastische bis siebartige. Die myrmekitischen und mikropegmatitischen Verwachsungen von Quarz und Feldspat hingegen sind die Produkte der unter Einwirkung von Gasen vor sich gegangener eutektischer Erstarrungen[1], die Zeugen einer pneumatolytisch-pegmatitischen Injektion. Somit weist auch dieser Kalksilikatfels, wie derjenige von Castione, einerseits kristalloblastische, anderseits Erstarrungsstrukturen auf, wodurch auch er sich als ein gemischter zu erkennen gibt.

Aber nicht nur die Myrmekite und Mikropegmatite, sondern vermutlich auch die verzahnten Quarze und die Kalifeldspäte, mit welchen diese Gebilde zusammen vorkommen, sind Produkte der salischen Injektion[2]. Augenscheinlich hat der Hornfels von Contra durch sie bedeutendere stoffliche Additionen erfahren, als derjenige von Castione.

Im Steinbruch von Castione ist sehr deutlich zu sehen, daß der Hornfels mit dem Marmor wechsellagert. Da ersterer kontaktmetamorph im weitesten Sinne („injektionsmetamorph") ist, so wird es auch letzterer sein, wie auch die Marmore von Bellinzona (Schloß Schwyz), Rocca bella (östl. Locarno) und Ascona; sie alle führen mehr oder weniger reichlich Phlogopit und Skapolith; der-

[1] Siehe auch M. Reinhard: Der Coziagneiszug in den rumänischen Karpathen. p. 100. Bul. Soc. de Sc. An. XVI No. 3 u. 4. 1906. Bukarest.

[2] Die nämlichen mineralogischen und strukturellen Verhältnisse treten auch in den Injektionsgneisen dieser Zone auf und sind natürlich heimisch in den aplitisch-pegmatitischen Gängen derselben.

jenige von Frasco (Val Verzasca) ist ein eigentlicher Skapolithmarmor.

An Hand dieser kontakt-metamorphen Marmore und Kalksilikatfelse läßt sich nun ein Anhaltspunkt gewinnen über das Alter der in dieser Zone stattgehabten Injektion: Die Kontakt- und Injektionsmetamorphose ist hier auf alle Fälle jünger als jene ehemaligen Sedimente. Diese Marmore wurden früher als paläozoisch, in jüngerer Zeit als triadisch aufgefaßt; darnach müßte die Injektion posttriadisch sein. Vielleicht dürfen die ausgeprägten Injektionserscheinungen innerhalb der südlichen Gneiszone des Tessinermassivs mit der jungtertiären[1] Alpenfaltung in Beziehung gebracht werden; denn stets sind Injektionsphänomene mit tektonischen Verschiebungen verbunden.

Zürich, März 1912.

Ueber Korundphlogopit- und Pleonastphlogopitschiefer.

Von **Kurt Dieroff** in Dresden.

Nach einer kurzen Notiz der Zeitschrift „The Mineral Industry“[2] findet sich korundführender Glimmerschiefer etwa 500 km nördlich von Adelaide „in the ranges wich divide the wathershed between Lake Eyre and Lake Frome in the Farin district, South Australia, approximatly four miles east of Mnt. Pitts“, und zwar auf einem Flächenraum von 35 square miles (ca. 90 qkm), ist also von erheblicher geologischer Bedeutung. Infolge seiner einseitigen, mineralisch-chemischen Zusammensetzung bildet dieser Glimmerschiefer ein bisher unbekanntes Glied in der so gliederreichen Kette der „kristallinen Schiefer“ und soll deshalb kurz beschrieben werden nach Stücken, die in reichlicher Menge (etwa 1 Dutzend) im mineralogisch-geologischen Institut der Kgl. technischen Hochschule zu Dresden vorhanden sind.

A. Korund-Phlogopitschiefer.

Die zur Untersuchung vorliegenden Stücke erreichen z. T. Kopfgröße und stammen, wie die öfters sichtbaren, angewitterten Flächen erkennen lassen, alle unmittelbar von der Oberfläche. Die beiden ausschlaggebenden Mineralkomponenten sind in erster Linie Phlogopit, dann Korund; zu ihnen gesellen sich in untergeordnetem Maße noch Turmalin, Monazit und endlich Rutil. Außerdem gehören zu dem Gesteinsmaterial noch bis faustgroße,

---

[1] Damit soll aber nicht gesagt sein, daß auch die Tessiner Granite und Orthogneise tertiär sind.

[2] New York. 1907. **15.** p. 317.

lose Knollen von Korund, Faserkiesel, Apatit. Die Farbe des Glimmerschiefers ist silber- bis grünlichgrau, wird jedoch erst charakteristisch und sehr auffällig durch die knollen- oder linsenförmig in das Gesteinsgewebe eingestreuten, prachtvoll azurblauen Korunde. Infolgedessen ist im allgemeinen die Textur flaserig. Immerhin lassen sich etwa 4 Typen aufstellen, welche einmal durch die Größe und Zahl der vorhandenen Korundknollen, zum andern durch die verschiedenartige Ausbildung der Glimmermasse mehr oder minder voneinander abweichen:

1. Grobflaserig. Die Korunde sind meist über 1 cm groß und recht zahlreich. Der Glimmer, welcher auch hier die Gesteinsmasse repräsentiert, bildet gerne Membranen oder auch ein Gemenge feiner und feinster Schuppen.

Bei 2—4 treten die Korunde sehr zurück und sinken unter die Größe von 1 cm herab.

2. Die Glimmermembranen fallen hier selten auf, verleihen aber dem Hauptbruch einen feinen Seidenglanz. In großer Zahl erscheinen jetzt Basisschnitte (1 bis $1^1/_2$ cm im Durchmesser) und liegen richtungslos im Gesteinsgewebe verstreut, also auch im Längs- und Querbruch. Recht auffällig sind kleine, auf die hohe Kante gestellte Glimmerblättchen, welche man in den Membranen sehr oft beobachten kann. Da sie eine tiefschwarze Färbung besitzen, lassen sie sich nur durch Prüfung der Härte und sehr genaues Betrachten mit der Lupe sicher von den spärlich vorhandenen Turmalinkörnchen unterscheiden.

3. Der Glimmer bildet ein wirres Durcheinander von gleichmäßig großen (ca. 0,3 cm) Schuppen.

4. Schließlich zeigt eines der Handstücke deutlich die Folgen von mechanischer Streßwirkung, eine ziemlich gute Parallelstellung der Glimmerschuppen, ist also schieferig texturiert.

Bei den Typen 1—3 erscheinen auf dem Querbruch mitunter gefältelte oder geschwungene Linien (Membranen), in den allermeisten Fällen herrscht aber ein planloses Schuppengewirr entschieden vor. Dasselbe Bild zeigt auch die Mikrostruktur der Querschliffe, nur bei No. 4 ist eine Tendenz zur schuppigen (lepidoblastischen) Struktur vorhanden.

Der bei weitem wichtigste Mineralkomponent des Gesteins ist, wie schon erwähnt, ein heller Glimmer, dessen rundliche Basisschnitte eine etwas dunklere, gelblichbraune Farbe haben. U. d. M. zeigen die Längsschnitte geringen Pleochroismus, farblos bis schwach gelblich. Symmetrische Lage der Achsenebene, kleiner Achsenwinkel, Dispersion $\varrho < v$, negativer Charakter der spitzen Mittellinie verweisen auf Phlogopit. An Einschlüssen finden sich Korund (oft schon makroskopisch erkennbar), Rutil, Zirkon. Die Basisschnitte führen außerdem rosettenartig gruppierte, minimale, doppelbrechende Interpositionen in großer Anzahl. Um diese zu isolieren, wurde

eine größere Menge von Basisschnitten in möglichst dünne Blättchen gespalten und so lange mit HF und H_2SO_4 behandelt, bis sich die Phlogopitschuppen völlig aufgelöst hatten. Die Lösung wurde abgegossen und die Einschlüsse mit Alkohol getrocknet. Sie scheinen ebenfalls dem Rutil und Zirkon anzugehören. Die chemische Untersuchung der schwefelsauren Lösung bestätigte, daß hier ein Kaliummagnesiumglimmer mit Spuren von Eisen, also Phlogopit, vorliegt. Asterismus fehlt, da die Interpositionen nicht gesetzmäßig angeordnet sind. Die azurblauen Korunde in den Handstücken lassen recht gut die glasglänzenden Teil- resp. Gleitflächen nach R erkennen. Die losen, größeren Korundknollen sind fast alle blau, selten braun oder grau und oft mit einem Phlogopitschuppenmantel umgeben. Ein Stück zeigt 2 Rhomboederflächen, von denen jede ein System zweier sich schneidender Spaltrisse trägt. Besonderes Interesse erwecken die zonar struierten Korunde, deren größter 7 cm lang, 5 cm breit und 3 cm dick ist. Feine, parallel verlaufende Streifen weißen Korundes durchziehen nach der Peripherie zu in großer Anzahl die blaue Hauptmasse des Kristalls. Sie werden sehr selten etwas breiter (bis 2 mm) und bilden Sechsecke mit zwei langen (Richtung der c-Achse!) und vier kurzen Seiten. Daß es sich auch hier um den bekannten Zonenbau nach $(11\bar{2}0)$ handelt, konnte an einigen Dünnschliffen einwandfrei festgestellt werden. Auch u. d. M. zeigen die Korunde sehr deutlich die Teilbarkeit nach den R-Flächen. Die Lichtbrechung ist hoch, Doppelbrechung niedrig, Farbe oft fleckigblau, Pleochroismus stark (O tiefblau, E meergrün). An Einschlüssen sind vorhanden Rutil und Monazit. Ein gutes Beispiel für die Umwandlung von Korund in Glimmer gibt ein länglicher Knollen. Dieser besteht aus einem zentralen Korundkern, welcher von einer weißlichen, glimmerreichen Randzone umgeben ist. Die mikroskopische Betrachtung eines Querschliffes senkrecht zur Längsrichtung des Knollens lehrt, daß der blaue Korund von einem System zweier sich schneidender Spaltenzüge (Teilflächen nach R) durchschnitten wird, und daß in diesen Spalten allenthalben feine Sericitschuppen sitzen. Beim Drehen des Präparates stellt sich heraus, daß die Korunde nicht basal geschnitten sind, daß also die c-Achse nicht, wie zu erwarten war, mit der Längsrichtung des Knollens koinzidiert, sondern schief zu derselben verläuft. Der Schnittwinkel der Spaltenzüge verweist auf eine Streckung des Knollens nahezu senkrecht zu einer R-Fläche. An dieser Stelle sei gleich noch ein einzelner, loser Knollen von etwa 11 cm Länge und 3,5 cm Durchmesser erwähnt. Da er einen auffällig sechsseitigen Querschnitt zeigt und in seinem Innern aus einem feinen Gewirr von grünlichen bis weißlichen Glimmerschüppchen besteht, liegt die Vermutung nahe, daß es sich vielleicht um eine Pseudomorphose nach einem tönnchenförmigen Korundkristall handelt. —

Der Turmalin bildet stengelige Aggregate von schwarzer Farbe und vereinigt sich auch gerne mit dem Korund zu größeren Knollen. Kleine, vereinzelte Körner treten hin und wieder im Gesteinsgewebe auf. U. d. M. erscheint O dunkel schmutziggrün, E hell rötlichviolett. In diesen Korund-Turmalinknollen, und mehr noch im Phlogopit, sitzen öfters topasgelbe, körnige Partien mit schwachem, ins Harzige gehendem Glasglanz, welche sich bei näherer Untersuchung als Monazit ergeben. Einmal wurde ein größerer (etwa 2 mm), rötlichbrauner Kristall beobachtet, welcher einige Flächen aufweist und sehr deutlich nach (100) verzwillingt ist. U. d. M. ließ sich an kleinen, aus dem Gesteinsgewebe mit HF isolierten Monaziten sehr gut die Begrenzung der dicktafeligen Kristalle (100) (110) (011) (101) ($\bar{1}$01) feststellen. Die Spaltbarkeit nach (010) und (001) tritt deutlich hervor. Licht- und Doppelbrechung der farblosen bis schwach gelblichen Körner und Kristalle sind hoch. Der Beweis, daß es sich hier um Monazit handelt, wird sehr einfach und sicher durch das Spektroskop geliefert. Infolge seines Didymgehaltes zeigt nämlich dieses Mineral das charakteristische Absorptionsspektrum des Didym (bezw. Praseodym und Neodym), einen breiten Streifen im Gelb, zwei schmälere im Grün. Bei der Untersuchung verfährt man so, daß man die zu prüfenden Mineralpartien das Sonnenlicht reflektieren läßt und nun durch ein geradsichtiges Taschenspektroskop beobachtet. Besonders gut gelingt der Nachweis, wenn man isoliertes Material zur Untersuchung auf ein weißes Blatt Papier ausbreitet. Bei einiger Übung vermag man einzelne, im Gestein verstreute Monazite als solche zu erkennen. Dieser, übrigens in der Praxis schon längst erfolgreich verwertete, spektroskopische Nachweis des Monazites ist so einwandfrei und dabei so einfach, daß er auch in den größeren deutschen Lehrbüchern der Mineralogie Erwähnung finden sollte. Der Rutil endlich bildet entweder prismatische Kristalle oder rundliche Körner und ist oft schon mit der Lupe wahrnehmbar.

Die stengeligen, bis faserig-filzigen Knollen von Faserkiesel sind mit Quarz durchtränkt und zeigen oft krummschalige Absonderung. U. d. M. erscheinen die Sillimanite als parallele Strähnen, büschelförmige Aggregate oder dicht verfilzte Partien von unendlich feinen Nädelchen im Quarz und besitzen eine auffällige Ähnlichkeit mit den von Kalkowsky[1] seinerzeit aus den Faserkieseln des Eulengebirges beschriebenen Sillimaniten. Die fettglänzenden, körnigen Massen von Apatit endlich sind grau oder schwach grünlich und enthalten große Phlogopitschuppen, kleine Korunde, mikroskopische Rutile und Monazite (?).

---

[1] E. Kalkowsky, Die Gneisformation des Eulengebirges. Leipzig. 1878. p. 5 ff.

B. Pleonast-Phlogopitschiefer.

In dem einzigen Handstück ist wieder der Phlogopit der dominierende Gemengteil, welcher im Verein mit dem Pleonast das Gestein zusammensetzt, denn die kleinen Rutile und Monazite treten völlig in den Hintergrund. Die Textur ist mehr schieferig als flaserig, da auf dem Hauptbruche große Phlogopitbasisschnitte vorwalten, die Gesamtfarbe des Gesteins infolgedessen etwas dunkler. Hinsichtlich der Struktur macht sich kein Unterschied gegenüber dem Korund-Phlogopitschiefer bemerkbar. Der Phlogopit bietet nichts Neues. Der Pleonast bildet schwärzlichgrüne Linsen und Knollen, welche sogar mehrere Zentimeter groß werden können. Die Zugehörigkeit zum regulären System zeigen zwei, etwa $1^1/_2$ cm große, ziemlich gut ausgebildete Oktaeder. Wie das Mikroskop lehrt, bestehen auch die größeren Knollen aus einem einzigen, von meist unregelmäßigen Spaltrissen (die mitunter einen Winkel von 90^0 bilden) durchzogenen Individuum. Sattgrüne Farben, hohes Lichtbrechungsvermögen („chagrinierte" Oberfläche), völlige Isotropie verweisen auf grünen Spinell. Einschlüsse sind in übergroßer Zahl vorhanden, so besonders reichlich Phlogopit in Form von Basisschnitten, schmalen Leisten oder unregelmäßigen Fetzen. Recht häufig sind auch die honiggelben bis braunroten Prismen von Rutil, während Zirkon selten beobachtet wurde. Für die zur Bestimmung des grünen Spinells notwendige chemische Untersuchung wurden möglichst reine Stücke fein gepulvert, mechanisch vom Phlogopit getrennt, mehrmals mit HF abgeraucht, nochmals mikroskopisch auf ihre Reinheit geprüft und dann erst mit $KHSO_4$ geschmolzen. Trotzdem ist eine genaue quantitative Bestimmung nicht möglich infolge der massenhaften, mikroskopischen Phlogopiteinschlüsse. Die qualitative Analyse ergab einen großen Gehalt an Al und Mg, Fe fehlte dagegen völlig. Es handelt sich demnach um einen eisenfreien Pleonast.

Wenn es auch nach dem hier vorhandenen Beobachtungsmaterial wahrscheinlich ist, daß sich außer den beschriebenen noch andere Variationen dieses australischen Phlogopitschiefers finden werden, so ruht doch, schon infolge des starken Vorwaltens von Phlogopit, der Schwerpunkt des Gesteins in chemischer Hinsicht und damit dessen Sonderstellung beim Al und Mg. Letztere wird noch ganz besonders hervorgehoben durch das Fehlen des Fe. Die systematische Eingliederung in die kristalline Schieferreihe muß freilich einer umfassenden, auf reichliches geologisches Tatsachenmaterial sich stützenden Untersuchung vorbehalten bleiben. Dabei wird sich herausstellen, ob die chemische Analyse bei der, wie es scheint, weit verbreiteten, grobflaserigen Textur eine befriedigende Charakteristik wird geben können.

Dresden, mineral.-geol. Institut der Kgl. techn. Hochschule, 15. März 1912.

Immanuel Kant und die Hebung der Korallenriffe.

Von **Arthur Wichmann** in Utrecht.

Es ist unlängst von K. Martin als etwas Besonderes hervorgehoben worden, „daß schon Immanuel Kant für hoch über dem Meeresspiegel liegende Riffkalke eine Hebung durch vulkanische Kräfte annahm. Solche Bildungen erreichen nach ihm 200—300 Fuß Höhe und liefern den Beweis früherer Seebedeckung“[1]. Einem derartigen Ausspruch Kant's könnte man jedoch nur dann Bedeutung zuerkennen, falls er sich des Vorzugs der Originalität und der Authenzität erfreute. Die angeführte Stelle lautet wörtlich: „Es ist die Zahl der uns bekannten (nämlich von Madreporen erbaueten Inseln) schon sehr beträchtlich, und wir werden nur die größten von ihnen nennen können. Wahrscheinlich giebt es noch viel mehrere, die man nicht kennt, da diese Inseln nicht von weitem gesehen werden können, indem sie gemeiniglich nur einige Fuß über dem Wasser erhaben, wenige ausgenommen, auf welchen man Korallenklippen von 200—300 Fuß Höhe über dem Meere bemerkt hat, welches einer der wunderbarsten Sachen ist, da diese Wurmgattung nicht über dem Meere leben kann und sich, sobald sie dem Wasserstand bei der niedrigsten Ebbe nahe kommt, seitwärts ausbreitet“ .... „Selbst von diesen hohen Inseln dieses Meeres haben viele ihre erste Anlage diesen Polypen zu danken und bestehen aus nichts als Korallfelsen, sollten sie auch durch das Feuer über das Meer gehoben sein“[2]. Wie sich nun leicht nachweisen läßt, besitzt man nicht die allergeringste Gewähr dafür, daß diese, Kant in den Mund gelegten Worte jemals dem Gehege seiner Zähne entflohen sind. Die einzige Ausgabe, in der sie sich finden, führt den Nebentitel: „Joh. Jak. Wilh. Vollmer's physische Geographie nach Kantischen Ideen“ und der Herausgeber sagt im Vorwort selbst: „Man hat gewünscht, genau geschieden zu sehen, was von Kant, und was vom Bearbeiter wäre. Allein da dieses Werk unmöglich bestimmt sein kann, die Geschichte des Kantischen Geistes zu geben: so wünscht der Bearbeiter, daß man alles Gute dem würdigen Kant, alles Fehlerhafte ihm, dem Bearbeiter zuschreiben möge“[3].

Bereits am 29. Mai 1801 gab Kant die folgende öffentliche Erklärung ab: „Der Buchhändler Vollmer hat in letzter Messe unter meinem Namen eine physische Geographie, wie er selbst sagt, aus Collegienheften herausgegeben, die ich weder nach

---

[1] Bemerkungen über den sogen. Korallenkalk oder Karang. Dies Centralbl. 1911. p. 285, siehe auch das Autoreferat Geol. Zentralbl. XVI. 1911. p. 508.

[2] Immanuel Kant's physische Geographie. II. 1. Mainz-Hamburg 1802. p. 118, 120. 2. Aufl. Hamburg 1816. p. 478, 480.

[3] a. a. O. I. 1. Mainz-Hamburg. [1801]. p. VIII.

Materie, noch nach Form für die meinige anerkenne“ [1]. Er fügte die Bemerkung hinzu, daß nur die von Rink besorgte Ausgabe rechtmäßig sei. Darüber, daß jene Vollmer’sche Ausgabe nicht als Produkt Kant’s gelten kann, herrscht kein Zweifel [2] und Erich Adickes, dem man die eingehendsten Untersuchungen über diesen Gegenstand verdankt, sagt: „In Wahrheit ist das von Kant Herrührende ertränkt in einer Unmasse von Notizen und Auszügen aus anderen Werken: zu fast 1500 Seiten wird der Stoff erweitert, der bei Rink in der Akademie-Ausgabe 150 Seiten einnimmt“ [3]. Von jeher haben Herausgeber von Kant’s physischer Geographie (K. Rosenkranz und W. Schubert 1839, G. Hartenstein 1868, J. H. von Kirchmann 1877, P. Gedan 1905) die Rink’sche Fassung zugrunde gelegt. Auch die noch nicht erschienene, von der Akademie der Wissenschaften in Berlin besorgte Edition wird sich auf denselben Standpunkt stellen [4]. Wenn wir also zuverlässige Angaben über Kant’s Ansichten erlangen wollen, so müssen wir auch die beste Quelle aufsuchen. Was Kant über den in Rede stehenden Gegenstand in Wirklichkeit gesagt hat, lautet folgendermaßen: „. . . . so sind dagegen endlich auch einige nichts anders als ein Polypenprodukt, und zwar der sogen. Korallenpolypen oder Lithophyten. Mehrere auf diese Art entstandene Inseln sind uns bereits im Südmeere bekannt geworden, und wahrscheinlich ist die Zahl der uns noch unbekannten bei weitem größer“ [5]. Von Hebungen ist mit keinem Wort die Rede. Man darf überhaupt wohl sagen, daß Kant für dieses Problem kein tiefer gehendes Interesse an den Tag gelegt hat [6]. Es geht

---

[1] Kant’s gesammelte Schriften. XII. Berlin 1902. p. 398. Die erwähnte Erklärung hatte jedoch nicht zu verhindern vermocht, daß Vollmer die Titelblätter der späteren Bände mit dem Aufdruck: „Einzig rechtmäßige Ausgabe“ versah.

[2] G. Herm. Schöne, Die Stellung Immanuel Kant’s innerhalb der geographischen Wissenschaft. Altpreuß. Monatsschrift XXXII. Königsberg 1896. p. 226 (auch Inaug.-Diss. Leipzig). — Willy Kaminsky, Über Immanuel Kant’s Schriften zur physischen Geographie. Inaug.-Diss. Königsberg 1905. p. 9, 22.

[3] Untersuchungen zu Kant’s phys. Geographie. Tübingen 1911. p. 12.

[4] Kant’s gesammelte Werke. I. Berlin 1902. p. XV.

[5] Immanuel Kant’s physische Geographie von Friedr. Theod. Rink. I. Königsberg 1802. p. 170.

[6] In der von Erich Adickes besorgten Zusammenstellung von Notizen aus Kant’s Nachlaß findet sich nicht eine Zeile über Koralleninseln. Von Hebung ist einmal die Rede, jedoch nicht im Zusammenhang mit unserem Gegenstand. „Die vulcane fingen im Lande an auszubrechen, als die oberste rinde Zusammensunk und der Erdball kleiner wurde, mithin elektrische Dünste und Luft austrieb. Das Land ward gehoben und das Wasser formirte um dasselbe einen Ocean.“ (Kant’s gesammelte Schriften. XIV. Berlin 1911. p. 617.)

dies bereits daraus hervor, daß er die ihm bekannten und wichtigen Arbeiten von ALEXANDER DALRYMPLE [1] und JOH. REINHOLD FORSTER [2] nicht nach Gebühr zu würdigen vermocht hat. Wenn der Gedanke an Hebungserscheinungen an Korallenriffen in ihm aufgetaucht wäre, so hätte die Schrift des letztgenannten dazu in erster Linie den Anlaß bieten müssen, denn in dieser werden Korallen auf Vatoa (Turtle Island) erwähnt, „die völlig über dem Wasser standen und worauf man ausserhalb dem Gebieth der Meeresfluth bereits einen Anfang von Vegetation erblickte.“

Was nun die eingangs angeführte Hebung von Riffkalken um 200—300 Fuß betrifft, so bezieht sich diese auf die Insel Eúa (Tonga-Inseln). Die Quelle ist JAMES COOK, der gelegentlich seines Besuches am 13. Juli 1777 schrieb: We were now about two or three hundred feet above the level of the sea, and yet even here, the coral was perforated into all the holes and inequalities, which usually diversify the surface of this substance within the reach of the tide“ [3]. Nach den neueren Untersuchungen von C. F. OLDHAM erreicht diese untere Terrasse eine Höhe von 350 feet, während die obere, ebenfalls aus Kalkstein bestehende, sich bis zu dem 1030 feet hohen Gipfel erhebt. Der Kern der Insel setzt sich nach JOHN W. JUDD aus Porphyrit und Epidiorit zusammen [4].

Endlich besaß auch die von VOLLMER angenommene Hebung „durch Feuer“ damals schon lange nicht mehr den Reiz der Neuheit. Hatte doch P. S. PALLAS bereits 1777 gesagt: „Ces opérations de Volcans ont continué en différens endroits, sur-tout dans le voisinage et au fond des mers, jusqu'à nos jours. C'est par elles qu'on a vû de nouvelles Isles naître du profond de l'Océan; c'est elles qui probablement soulèverent toutes ces énormes Alpes calcaires de l'Europe, jadis roches de coraux et bancs de coquilles, comme il s'en trouve encore de nos jours dans les mers qui favorisent ces productions“ [5].

---

[1] On the Formation of Islands. Philosoph. Transactions. LVII. pt. 1. 1767. London 1768. p. 394—397.

[2] Bemerkungen über Gegenstände der physischen Erdbeschreibung und sittlichen Philosophie auf einer Reise um die Welt gesammelt. Übersetzt und mit Anmerkungen vermehrt von dessen Sohn GEORG FORSTER. Wien 1787. p. 119—122. — Observations made during a Voyage round the World. London 1778. p. 147.

[3] A Voyage to the Pacific Ocean undertaken by the Command of H. M. for making Discoveries in the Northern Hemisphere .... 1776—1780. 2d ed. I. London 1785. p. 357.

[4] Eua Island, Tonga Group. Nature. XLII. London 1890. p. 85—86.

[5] Observations sur la formation des montagnes et les changemens arrivé au Globe, particulièrement à l'égard de l'Empire de Russie. Acta Acad. Scient. Imper. Petropolitanae pro Anno 1777. I. Petropoli 1778. p. 57.

Das schwedische Hochlandsproblem.

Eine Antwort an Dr. Fredr. Svenonius-Stockholm.

Von **W. v. Seidlitz**, Straßburg i. E.

Herr Dr. Fredr. Svenonius hat in der „Geologischen Rundschau“ (1911. II. p. 187—196) einige Bemerkungen an mein Kongreßreferat „Das Sarekgebirge in Schwedisch-Lappland“ (Geol. Rundschau 1911. II. p. 25—38) geknüpft, die mich zu einer kurzen Richtigstellung veranlassen. Es handelt sich um Angriffe, die Svenonius früher schon gegen Törnebohm[1] und später gegen Hamberg[2] richtete und jetzt mir gegenüber wiederholt, weil er, wie er sagt, dankbar ist, daß die „schwedische Hochgebirgsfrage“ auch einmal außerhalb Schwedens besprochen wird. Daß wir dabei auf prinzipiell verschiedenem Standpunkt stehen, haben wir schon gemerkt, als wir, auf der Rückreise zur Kongreßwoche in Stockholm, im Lapplandschnellzug Bekanntschaft machten. Die vielen lokalen Einwände, die Svenonius gegen meine Darstellung erhebt, z. T. auf Grund von Profilen, die ich nicht zu Gesicht bekommen, habe ich wohl an der Hand seiner zahlreichen Literaturnotizen und Rückverweisungen auf seine früheren Arbeiten durchstudiert, sie konnten mich aber, was gerade das Gebiet des Stora Sjöfallet anlangt, nicht zu einer anderen Anschauung bekehren, da sie mir schon aus seinen früheren Kontroversen näher bekannt waren, und ich während der Exkursion gerade ihretwegen mein Augenmerk auf die mir besonders interessanten Mylonite und von der Schubmasse losgelösten Grundschollen richtete. Auf die Darstellung der lokalen Profile und auf die allgemeine Frage nach dem Deckenbau des schwedischen Hochgebirges steht es mir jedoch nicht zu, hier zu antworten, weil Herr Professor Axel Hamberg (Upsala) — der Leiter der Sarekexkursion — gegen dessen Auffassung und Aufnahme Svenonius’ hauptsächlich polemisiert, mir eine direkte Antwort seinerseits in Aussicht stellte. Da diese aber bisher nicht erfolgt ist, fühle ich mich verpflichtet, doch wenigstens kurz auf Svenonius’ Aufsatz einzugehen und darauf hinzuweisen, daß seine Vorwürfe eigentlich nicht an meine Adresse gerichtet sind, da ich ja bei dem kurzen Aufenthalt in Lappland kaum eigenes

[1] F. Svenonius, Öfversikt af Stora Sjöfallets och angränsande fjälltrakters geologi. Geol. Fören. Förh. Stockholm. **21**. 1899. p. 541—570 und **22**. 1900. p. 273—322.

[2] F. Svenonius, Erinringar till A. Hamberg’s senaste föredrag om Sarektraktens geologi. Geol. Fören. Förh. **32**. 1910. p. 1079. Durch diese Schrift erklären sich erst verschiedene Bemerkungen, die Svenonius im Anschluß an Hamberg’s Vorträge (4. u. 7. April 1910) macht (Ein und zwei Centralalpen; Ladebrücke; schwanken zwischen Schardt u. Törnebohm), die aber in der Erwiderung an mich für den deutschen Leser vollständig unverständlich bleiben müssen.

Studien-Material sammeln, also auch über den jetzigen Stand der Aufnahmen und über das Überschiebungsproblem im lappländischen Gebirge nur im allgemeinen berichten konnte.

Der Einladung zur Abfassung eines Berichtes über die Hochgebirgsexkursion (A_5) im Rahmen einer, die schwedischen Deckschollengebiete im allgemeinen behandelnden, Artikelserie (von denen die, anderen Berichterstattern zugewiesenen. Mitteilungen über Jämtland und Torneträsk leider nicht fertiggestellt wurden, so daß der Aufsatz über das Sarekgebirge allein übrig blieb) folgte ich um so lieber, weil ich es bedauerte, daß der Einblick in dieses schöne Hochgebirge und seine interessanten tektonischen Probleme so vielen Fachgenossen entgangen war. Diesen davon zu berichten, war also der Zweck meines Aufsatzes.

Wenn ich darin erwähnte, daß das Sarekgebirge noch einleuchtender und überzeugender auf mich gewirkt habe, als Jämtland und die Profile am Torneträsk, so lag das daran, daß ich diese Gebiete allein habe durchwandern müssen und mit nur geringen Kenntnissen von Sprache und Sitten des Landes nicht so bequem alles zu sehen bekam, wie die Teilnehmer der Exkursion A_2, die diese kleinen Hindernisse nicht kennen lernten, denen aber vielleicht auch das Land fremder blieb. Gerade weil ich, wohl als einziger Kongreßteilnehmer, alle drei — jetzt einigermaßen zugänglichen Hochgebirgsgebiete Nordschwedens kennen gelernt, hielt ich mich für berechtigt, einen Vergleich anzustellen. Daß übrigens auch den anderen Besuchern Jämtlands und des Torneträsk (A_2) die Profile durchaus nicht so problematisch erschienen, wie Herr Svenonius meint, dafür ließen sich genug Namen anführen, auch solcher Forscher, die nicht nur blindlings der Törnebohm-Högbom'schen Anschauung folgen oder „sich auf Zauberstäbe stützen", wie Svenonius sich auszudrücken beliebt. Es genügt, auf das Urteil eines der berufensten Kenner der europäischen Hoch- und Mittelgebirgstektonik, auf den Bericht P. Termier's[1] über die Exkursion A_2 zu verweisen. Da kurz vor Beginn des Kongresses auch von norwegischer Seite das skandinavische Hochgebirgsproblem eine Beleuchtung erfuhr[2], die sich im wesentlichen gegen die Törnebohm-Högbom'sche Auffassung wendet und Svenonius recht gibt, gewinnt Termier's Bericht besonders an Bedeutung, da seine verschiedenen interessanten Vergleiche zeigen, daß er nicht nur, wie es bei einer kurzen Exkursion kaum anders zu erwarten, die Ansicht der Führenden wiedergibt.

---

[1] P. Termier. L'excursion A_2 du 11me Congrès géol. Intern. Bull. soc. Géol. de France. Ser IV. t. 10. 1910. p. 752 ff. Vergl. auch die anschließenden Diskussionsbemerkungen von L. Carez und Bigot.

[2] K. O. Björlikke: „Fjeldproblemets" stilling i Norge og Sverige ved Utgangen av. 1909 (mit englischer Zusammenfassung). Norsk. geol. Tidsskrift Bd. II. No. 1. Kristiania 1910.

Bei dem augenblicklichen Stand des Hochgebirgsproblems, wo so viele verschiedene Meinungen sich anscheinend gegenüberstehen, anderseits die genau untersuchten Gebiete auf der ganzen Linie sehr weit verstreut sind, kann man nur dann einen tieferen Einblick in die Frage bekommen, wenn man in der Lage ist, Vergleiche zwischen den schwedischen Deckengebieten oder mit anderen europäischen Gebirgen von ähnlichem tektonischem Aufbau anzustellen. Da eine Beteiligung an den gleichzeitig fallenden Exkursionen A_2 und A_5 nicht möglich war, so versuchte ich 14 Tage vor dem Beginn der Kongreßexkursionen dem Wege der Exkursion A_2 an Hand der ausgezeichneten „Führer“ zu folgen, so daß ich bei der Reise im Sarekgebirge nicht nur meine alpinen Erfahrungen verwerten, sondern die Tektonik auch im Vergleich mit Jämtland und den Gebirgen am Torneträsk viel unbefangener und unbeeinflußter prüfen konnte. Die anderen Teilnehmer der Exkursion A_5 waren wohl auch einen Tag am Torneträsk, um die Eiseeterrassen zu studieren, aber Luopahta, Kaisepakte, Abiskojaure und Nuolja haben sie nicht besucht. Ebenso war ich bemüht gewesen, in Jämtland mir durch eine, freilich nur fünftägige, Reise beim Rieseberg (Offerdal), am Åreskutan, bei Hålland, Ullån, Tännforsen, Handöl und Storlien einen Einblick in den Gebirgsbau und in die Stratigraphie zu verschaffen. Dadurch, daß ich im Sarekgebirge länger verweilen konnte als in Jämtland und am Torneträsk zusammen und dort auch Gelegenheit hatte, spezielle Profile (besonders Käotjajokk, Tjakkeli, Skerfe, Namatj, Lådepakte, Sarekjokko, Kukkesvagge, Autsutjvagge) kennen zu lernen, war es mir möglich, manche Probleme eingehender zu verfolgen [1]. Gerade deshalb kann ich einige der Einwürfe von Svenonius nicht unbeantwortet lassen, weil ich vermute, daß die Diskussion mit seinen schwedischen Fachgenossen diese anscheinend nebensächlichen Fragen vielleicht ganz außer Betracht läßt.

Es handelt sich um die beiden schon angedeuteten Fragen nach der Bedeutung der Mylonite und der Grundschollen (Schubfetzen, Überschiebungsapophysen), die bei der Deckenbewegung vom Untergrunde losgetrennt und mitgeschleppt wurden. Svenonius schildert solche „Vorposten“, wie er die letzteren nennt, vom Kirkam, Kaska und Juobmotjåkko am Stora Sjöfallet; ich habe solche am Tjakkeli (Laidaure) beobachtet und möchte auch auf Svenonius' Ramanschiefer bei Kvikkjokk hinweisen (Sv. p. 189), deren Entstehung und Zusammensetzung vielleicht ähnlich zu erklären ist [2]. Svenonius hält alle diese Granit- und Glimmerschieferfetzen,

[1] Leider reichte die Zeit nicht aus, um noch weitere Seitenexkursionen zu unternehmen, die ich an manchen Stellen, besonders am Tjaska (Kaska), Kirkam und in der Kukkesvagge außerordentlich gern gemacht hätte.

[2] Termier (l. c. p. 761) hält die Basisschichten des Åreskutan für ähnlich mitgeschleppte Schollen von Kölischichten. Ich habe die Vermutung

ebenso auch die über dem Silur lagernden Granit- und Syenitmassen (ebenso wie Björlikke) für Reste von eruptiven Deckenergüssen. Er fragt (p. 192): „kann man ernstlich die entgegengesetzte Erklärung akzeptieren — oder annehmen, daß die geraden Granitbänder in die Schiefer hineingetriebene ältere, feste Granite seien?" und übersieht dabei, daß dann unwillkürlich eine andere Frage auftaucht: wie haben wir es uns vorzustellen, daß diese schmalen Granitbänder, die zwischen weichen Schiefern eingelagert sind, z. T. auch aus gepreßten Graniten (Sv. p. 191 u. Sjöf. p. 316) bestehen. Daß er in diesen nur fluidalstruierte Granite sieht, vermute ich nach seinen Bemerkungen über das Profil am Kaska Kirkao (Stora Sjöfallet) nicht. Es handelt sich aber um eine viel allgemeinere Erscheinung als Svenonius annimmt, denn solche kataklastischen, zwischen Sedimenten eingepreßten Granite finden sich in fast allen Überschiebungsgebieten. Die Altersfrage der Granite kann ich nicht entscheiden und wage auch nicht zu beurteilen, ob gerade am Stora Sjöfallet eruptive oder tektonische Apophysen vorliegen, wiewohl ich sehr der letzteren Auffassung zuneige, doch darf ich wohl darauf hinweisen, daß ich an einer anderen Stelle[1] darüber berichtet habe, welche tektonische Bedeutung diese granitischen Überschiebungsapophysen (granite écrasé) in den Überschiebungsgebieten, besonders der Alpen, des Appenin und des französischen Centralplateaus zukommt. Ich will hier besonders auf die gepreßten Gesteine (Rofnaporphyr und Juliergranit) Graubündens[2] aufmerksam machen, die dort in schmalen Lamellen von manchmal nur wenigen Zentimetern zwischen Kalke und Schiefer eingelagert sind, so daß man teils Granit in den Kalk, teils Kalkbrocken in den Granit hineingepreßt antrifft (Gargellen), wie dies Svenonius auch von Stora Sjöfallet (p. 192) und Holmquist vom Torneträsk[3] erwähnt. Eruptive Vorgänge liegen in Graubünden nicht vor, und daß es sich um Deckengebiete handelt, wird heute nur von wenigen noch bestritten; nur die Frage, wie weit die Überschiebungen reichen, kann noch Anlaß zu Meinungsverschiedenheiten bieten. In mehreren

---

ausgesprochen (Sarekgebirge, l. c. p. 31), daß das westliche Silur unter der Amphibolitscholle im Sarekgebirge vielleicht eine ähnliche Bildung darstellt.

[1] W. v. Seidlitz, Über Granit-Mylonite und ihre tektonische Bedeutung. Geol. Rundsch. I. 1910. p. 188. Da diese Zusammenstellung vor meinem Besuch in Lappland erfolgte, habe ich die schwedischen Erscheinungen auch nur kurz erwähnt.

[2] W. v. Seidlitz, Sur les granites écrasés dans les Grisons, le Vorarlberg et l'Allgäu. C. R. Ac. Sciences. Paris, 11. April 1910.

[3] P. J. Holmquist, Die Hochgebirgsbildungen am Torneträsk in Lappland. 1910. Guide 6. IX. Congr. géol. int. Stockholm. Auch Svenonius (Sjöf. 295 u. 297) erwähnt vom Alleb Kirkao u. Juobmojåkko ähnliche Reibungsbreccien.

Lagen übereinander wiederholen sich solche dünnen Fetzen von grünem Granit oder Granitporphyr, als Trennung einzelner Decken und Schuppen, die ja eine charakteristische Eigentümlichkeit aller Deckengebiete sind. Mir erscheint es daher fast unverständlich, daß Svenonius sich über die willkürliche Anzahl der „Thrustplans" aufhält (p. 192), da diese nur eine sekundäre Erscheinung der Überschiebung darstellen, die von lokalen Umständen und Widerständen abhängt, mit der eigentlichen Überschiebungsfläche aber oft gar nichts zu tun hat[1]. Es ist somit klar, daß ihre Zahl in jedem Gebirgsausschnitt verschieden sein kann, und daß man mit vorschreitender Spezialforschung immer noch mehr auffinden wird[2], die anfangs freilich die Übersicht verwirren werden, bis man gelernt hat, lokale und regionale Erscheinungen zu trennen. Ebenso kann ein Gebiet sehr wohl Deckenbau zeigen und doch stark gefaltet sein (Säntis, Lechtaler Alpen etc.), wie dies auch die Faltungen am Tarrekaise oder des Wuottasreita (Torneträsk) mit ihren Z-Falten zeigen, die man keinesfalls als Kronzeugen gegen eine Überschiebung anführen kann, wie dies Holmquist und Svenonius möchten.

In dem gleichen Referat (Granitmylonite etc.) habe ich darauf hingewiesen, daß den Grundschollen (den Überschiebungsapophysen, Svenonius' „Vorposten") und den Myloniten der gleiche tektonische Wert zukommt. Wenn man sich die Bedeutung des Granite écrasé im franz. Centralplateau oder auf Korsika vor Augen hält, klingt

---

[1] Ich halte es deshalb auch nicht für angebracht, aus dem Schuppenprofil von Torneträsk einzelne Decken herauszugliedern. Arlt (Allgemeine Geologie Schwedens. Glück auf. 47. Jahrg. No. 19 u. 20. 1911) stellt in seinem Schema deren drei auf. So interessant seine Zusammenstellung auch ist, scheint mir die Zeit für eine solche doch noch verfrüht. Wahrscheinlich wird es sich später aber zeigen, daß ebenso wie in den Alpen auch in der langen skandinavischen Gebirgskette einzelne Überschiebungen im Streichen auskeilen, um dann wieder durch andere ersetzt zu werden. Auch Björlikke (l. c.) weist darauf hin, daß die Ablehnung des Deckenbaues in einem Gebiet es doch nicht ausschließe, daß er in anderen Teilen der Kette (Jämtland z. B.) vorhanden sei. So dürften sich allmählich die verschiedenen Ansichten der skandinavischen Geologen vereinigen lassen, da es ja gar nicht notwendig ist, alle Teile des Gebirges aus dem gleichen Prinzip heraus zu erklären.

[2] Schon E. Törnebohm (Grunddragen af det Centrala Skandinaviens Bergbyggnad (mit deutscher Zusammenfassung) Kgl. Sv. Vetensk. Akad. Handl. 28. No. 5. Stockholm 1896) spricht in Jämtland von Überschiebungsflächen 1. u. 2. Ordnung. Die anscheinende Differenz in der Auffassung über Torneträsk und die südlichen Überschiebungsgebiete liegt mehr an der genauen Durchforschung des Torneträskgebietes, wo die Fülle der Einzelheiten den Überblick über die großen Züge des Gebirgsbaues noch erschwert. Schuppen und kleinere Überschiebungen beschreibt auch Reusch aus Norwegen, doch gesteht ihnen Björlikke nur lokale Bedeutung zu.

es wenig verständlich, daß Svenonius (p. 192) von der „kakiritischen oder mylonitischen“ Natur der „Syenitscholle“ sagt: „. . . für die Überschiebung beweist sie gar nichts; sie beweist nur, daß intensive Bewegungen — wahrscheinlich periodisch hin und her und in bestimmter Richtung — stattgefunden haben“. Ich kann dies nur als einen Rückzug ansehen (wie man ihn auch bei Björlikke und Holmquist z. T. erlebt hat), da Svenonius im Jahre 1900 (Sjöf. p. 322) in einer Antwort an Törnebohm sagte: „Die fast in allen Niveaus der Hochgebirge befindlichen Mylonite (Törnebohm's „Gnuggstenar“) lassen sich leicht durch die zweifellos sehr intensiven und allgemeinen Bewegungen in so großen Gebirgs- oder Alpenketten erklären“ und damit die Möglichkeit für jede Auslegung offen ließ, wenn er auch nicht angab, wie er sich diese Bewegungen vorstellt. Da es sich um ein fast gesetzmäßiges Auftreten der größeren Mylonitlagen an bestimmten Stellen und in Verbindung mit ganz bestimmten anderen Schichten handelt, genügt die von Svenonius angenommene Schaukelbewegung nicht zur Erklärung. Ebensowenig stichhaltig ist sein Einwand, daß „bei der zehnmeilenweiten einseitigen Verschiebung nach Törnebohm u. a. das Gestein auch in seinen niedrigen Partien wohl nicht nur verquetscht, sondern in Mehl zermalmt würde“, denn was der Name Mylonit (μύλος die Mühle) bedeutet, läßt sich gerade in Lappland in den fein zermalmten und wieder zusammengepreßten Myloniten des Torneträsk (Luopahta), des Sarekgebirges (Tjakkeli, Kukkesvagge) und Jämtlands (Bindemittel des Konglomerates von Offerdal) beobachten. Da sich Svenonius auch daran stößt, daß die kataklastischen Gesteine in ihrer Mächtigkeit große Verschiedenheit auf kurze Entfernung zeigen und dies gegen weitere Bewegungen in horizontaler Richtung anführt, so darf ich wohl auf Törnebohm (1896) verweisen, der an verschiedenen Beispielen zeigt, wie der „Friktionsbrei“ (Mylonit), den er als „Schmiermittel“ bei der Überschiebung auffaßt, in seiner Mächtigkeit von den mehr oder weniger großen Stauungen im Untergrund abhängig sei. Bei seinem Bericht über die Exkursion am Torneträsk vergleicht Termier (p. 765) die dortigen Mylonite mit denen des Zentralplateaus, die jedoch bedeutendere Mächtigkeit aufweisen[1] und gibt dabei etwa folgende Definition: „Mylonite gehören nicht zur eigentlichen Schubmasse, es sind nur einfache Fragmente von der Unterlage dieser Schubmasse, die von dieser selbst losgerissen und mehr oder weniger weit von ihrem Ursprungsort weg mitgeschleppt wurden. Es besteht keine notwendige Beziehung zwischen der Weite des Gesamttransportes der Decke und dem Weg, den ihre

[1] Während Svenonius (p. 193) betont, „die Erscheinung sei doch zu schwierig zu erklären, speziell wenn es Mächtigkeiten von mehreren hundert Metern gilt“, was nicht wundernimmt, da diese ja auch gerade ohne gewaltige Massenverlagerungen kaum zu verstehen sind.

Schubfetzen (lambeaux de poussée) zurückgelegt haben. Man wird es deshalb verstehen, daß die mylonitisierten Gesteine, mit Ausnahme ihrer Zertrümmerung, den intakten Gesteinen des Untergrundes, denen sie auflagern, sehr ähnlich sind."

Ob es sich nun um kurze Horizontalbewegungen handelt, wie sie Holmquist (14 km) und Reusch erwähnen, die ja sogar von den norwegischen Geologen anerkannt werden, oder um größere, wie in Jämtland, man wird nicht umhin können, für einen Teil der Mylonite und Überschiebungsapophysen des Sarekgebirges eine ähnliche Entstehungsursache anzunehmen, da gleiche Endergebnissse wohl einen Rückschluß auf, zum mindesten ähnliche, Entstehungsursache zulassen. Es soll damit nicht gesagt sein, daß es Überschiebungen von großer Ausdehnung sind (dies muß erst noch durch genauere Aufnahme erwiesen werden), daß aber wohl Schuppenstruktur vorliegt, wie man sie auch am Nieras und Juobmotjåkko beobachten kann; auch können wohl stellenweise Verschiebungen nach anderen Richtungen, z. B. parallele zur Streichrichtung des Gebirges vorliegen, wie sich ja auch zwischen manchen alpinen Decken Differenzen in der Schubrichtung nachweisen lassen[1].

Wenn man also in anderen Gebieten (Zentralplateau, Korsika, Elba) gerade die Mylonitzwischenlagen zur Trennung der Decken herangezogen hat[2] und in dem Vorkommen dieser gewaltigen Lager gepreßter Granite einen Beweis für den ortsfremden Charakter der überlagernden Sedimente sieht (Termier, vergl. Literaturzusammenstellung in meinem Referat über Granitmylonite), so möchte ich, was Lappland betrifft, wenigstens ganz allgemein darauf hinweisen, daß diese „Grenzzone zwischen den „Schollen" kein wichtiges Argument gegen die ganze Überschiebungshypothese darstellt" (Sv. p. 189), sondern eher das Gegenteil erweist und daß ebenso den „Kakiriten" als beweisend für Überschiebungsbewegungen (wenn auch vielleicht nur lokale) eine gewisse Bedeutung nicht abzusprechen ist.

Alle übrigen Bemerkungen über Regionalmetamorphismus, Dürftigkeit der Fauna und Litoralzone betreffen Fragen, die nur in sehr losem Zusammenhang mit meinem Aufsatz stehen. Svenonius

---

[1] Dabei möchte ich auch darauf hinweisen, daß man allein aus dem Einfallen — womöglich einer sekundären Überschiebungsfläche — unmöglich einen Schluß auf die Herkunft der Schollen ziehen kann, ebensowenig wie das Untertauchen von Decken einen Schluß auf Überschiebung oder Unterschiebung (diese Hypothese Holmquist's erinnert an Ampferer's „Verschluckungszonen" cf. Querschnitt durch die Ostalpen. Jahrb. k. k. Reichsanst. 1911. **61**. p. 699) oder Herkunft der Decken aus höher oder niedriger gelegenen Gebirgsgegenden gestattet (Holmquist, Hamberg).

[2] Holmquist (l. c. p. 5) weist auch darauf hin, daß gerade die kataklastischen Gesteine guten Anhalt für die Auffindung von Überschiebungen (sekundäre Schuppungen) bieten.

benutzte die Gelegenheit, seine Meinung über diese Fragen zu äußern (die in seinen bisherigen Arbeiten z. T. nur schwedisch ausgesprochen waren); da ich weder auf der Exkursion diesen Fragen nachgegangen bin, noch sie in meinem Referat mehr als nur andeutungsweise gestreift habe, so kann ich hier dazu auch nicht Stellung nehmen. Schade ist es aber, daß Svenonius, der doch heute einer der besten Kenner des lappländischen Gebirges ist, sich nicht zur Frage der Fenster, der Amphibolitformation etc. eingehender geäußert (was mit meinem Aufsatz in viel engerer Beziehung gestanden hätte als manches andere) hat. Ich bedaure es besonders deshalb, weil alle Einzeluntersuchungen, die er früher (als er noch unbeeinflußt, weder für noch gegen eine Theorie war) gemacht hat, mit zu dem wertvollsten Material gehören, das über die lappländischen Gebirge vorliegt, da er einer der wenigen lebenden schwedischen Geologen ist, der den größten Teil der „Überschiebungsgebiete" aus eigener Erfahrung kennt und nicht nur von einem engbegrenzten Aufnahmegebiet aus urteilt.

Die skandinavische Hochgebirgsfrage (in Schweden und Norwegen) befindet sich augenblicklich in einem ähnlichen Stadium, wie bis vor kurzem noch die tektonische Auffassung vom Bau der Ost- und Westalpen. Politische Grenzen, die einer orographischen Begründung nicht ganz entbehren, trennen zwei anscheinend verschiedene, in den Grundzügen des Aufbaues aber gleiche Gebiete. In beiden Ländern geht die Untersuchung von ganz verschiedenen Ausgangspunkten aus und ist noch nicht soweit vorgeschritten, daß es gelänge, die vorhandenen Gegensätze auf Grund einer gemeinsamen Basis auszugleichen. Ähnliche, aber zu eng und lokal begrenzte Untersuchungsgebiete können anfangs leicht zu ganz verschiedenen Ergebnissen führen, daher ist es gut, von Zeit zu Zeit Umschau zu halten und zu vergleichen, um aus einem scheinbar unentwirrbaren und unvereinbaren Chaos die gemeinsamen und großen Züge sich klar zu machen. Die Dissonanz und das Schwanken der verschiedenen skandinavischen Autoren ist mir nicht entgangen, ist das aber etwa unter den deutschen, schweizer und österreichischen Alpengeologen anders? Ich glaube sogar, die Abweichung der einzelnen Meinungen ist hier sogar noch viel größer und doch hat die allgemeine Auffassung vom Deckenbau der Alpen schon längst den Wert einer brauchbaren Arbeitshypothese erlangt und beginnt allmählich zum festen Bestand der geologischen Forschung gerechnet zu werden.

Hier wie dort wird immer wieder der Versuch gemacht, Erfahrungen, die in engbegrenztem Gebiet gesammelt wurden und dort, soweit es sich um tatsächliche Beobachtungen handelt, nicht bestritten werden können, einer Erklärung des gesamten Aufbaues der ganzen Gebirgskette unterzulegen. Auch das „abenteuerliche Hin- und Herschwanken zwischen den Hypothesen Schardt's und Törne-

bohm's", das von Svenonius Hamberg zum Vorwurf gemacht wird, hat man in ähnlicher Form auch im Alpengebiet erlebt. Daß es sich auch hierbei nicht um lokale Fragen oder ein persönliches Glaubensbekenntnis handelt, sondern um Erscheinungen, die auch in anderen Gebirgen zu einer Erklärung auffordern und für den Gebirgsbau Europas, wenigstens nach Termier's Darstellung von großer Bedeutung sind, mag man aus der freilich stark schematisierten und verallgemeinerten Gegenüberstellung dieses Forschers[1] entnehmen, in der er den „alpinen" und den „apenninischen" Gebirgsbau in Schottland und Skandinavien vergleicht.

Somit kann recht gut die Auffassung Törnebohm's und Högbom's für die einen Gebiete und die von Holmquist und Reusch oder sogar Björlikke für ein anderes Gebiet nebeneinander Geltung haben[2], wie es dieser ja trotz seines sonst ablehnenden Standpunktes auch zuzugeben scheint. Wenn ich auch der Überzeugung bin, daß Gleitvorgänge bei der Massenverlagerung von Überschiebungsdecken eine größere Rolle gespielt haben, als man ihnen im allgemeinen bisher einräumte, so kann ich doch Hamberg's Herleitung der Sarekdecken von einem problematischen atlantischen Hochgebirge nicht ganz zustimmen.

Die Schardt'sche Auffassung, auf die Hamberg sich dabei stützt, steht ja auch nur für einen kleinen Teil der Alpen, und zwar speziell für die helvetischen Decken der Westschweiz und vielleicht für einen Teil der nördlichen Ostalpen zur Diskussion, nicht aber für den ganzen Alpenbogen. Keinesfalls darf man aber das westliche Faltungsgebiet in Norwegen außer Betracht lassen, da es mir als Wurzelgebiet (oder als „Verschluckungszone" (Ampferer) falls man an Holmquist's Unterschiebung denkt) doch nicht ganz ohne Bedeutung zu sein scheint. Ein Zusammenhang zwischen Decken und Wurzeln ist ja in manchen Fällen schwer zu erkennen oder erscheint widersinnig bei oberflächlicher Prüfung, z. B. wenn man aus Schmidt's Rhein- und Rhonetalnarbe[3] denkt, aus denen nach der heutigen Auffassung, wenn auch nicht alle, so doch einige der Decken, die Glarner und Freiburger Alpen aufbauen, hergeleitet werden sollen. Von diesem Gesichtspunkt aus erscheint ein Zusammenhang zwischen einigen Decken Jämtlands und dem steil aufgefalteten Narbengebiet des Trondhjemsfeld nicht unwahrscheialich, trotzdem könnten auch noch höhere oder tiefere Gleitdecken vorhanden sein, wie ja auch im Alpenbogen verschiedene Arten von Decken neben-

[1] l. c. p. 767.

[2] Ob das Sarekgebirge mehr Schuppen- oder Schollenland ist, kann ich nicht beurteilen, da auch Hamberg's Untersuchungen sich nur auf den Ostrand beschränken und für das westliche Gebiet auch von Holmquist (Geol. Fören. Förh. 32. p. 679. 7. April 1910) nicht ganz anerkannt werden.

[3] Vergl. u. a. C. Schmidt, Bau und Bild der Schweizer Alpen. Basel 1907. p. 90.

einander zu verfolgen sind. Man darf nach dem bisherigen weitmaschigen Netz der Aufnahme, wie es für Skandinavien vorliegt, auch in dieser Frage nicht allzusehr verallgemeinern. Die Dissonanz unter den Kongreßführern erscheint mir daher nicht so unvereinbar, wie Svenonius behauptet, sobald man im Auge behält, daß es sich ja um eine komplexe Masse von großer Verschiedenartigkeit handelt. Högbom's Vortrag vom 1. Dez. 1910, den Sv. als „den wissenschaftlichen Buchschluß des Kongresses" erwähnt, ist leider in den Verh. der Geol. Föreningen nur dem Titel nach angegeben, so weiß ich also nicht, ob Schwedens Geologen wirklich so enttäuscht sind, wie Sv. es darstellt; alle auswärtigen Besucher erfüllt es aber mit Bewunderung, daß es bei den wenigen zur Verfügung stehenden Arbeitskräften schon jetzt gelungen ist, ein so großes Problem auf eine einheitliche Basis zu stellen, oder wie Högbom sich ausgedrückt haben soll, „die drei Guiden dem Anschein nach einigermaßen einig zu machen". Es ist das weit mehr, als heutzutage in den Alpen möglich wäre; und zeigt, daß trotz aller Widersprüche im einzelnen doch gewisse gemeinsame Grundzüge nicht in Abrede gestellt werden. Ich greife wohl nicht fehl, wenn ich dies auf die genialen Vorarbeiten A. E. Törnebohm's zurückführe, zu dessen unvergänglichen Verdiensten die Klärung der schwedischen Hochgebirgsfrage gehört, die er mit weitausschauendem Blick in die Wege geleitet hat.

Straßburg i. E., 21. März 1912.

Zur Lagerung des Flysch im vorderen Bregenzer Wald.

An Herrn O. Ampferer.

Von **E. Wepfer.**

In einem Referat über meine Abhandlung „Die nördliche Flyschzone im Bregenzer Wald" (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXVII) in den Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanst. 1909, p. 206—208, übt O. Ampferer eine nicht allzu milde Kritik an der tektonischen Seite der Arbeit. Rein formell glaube ich, daß Ampferer auch in weniger schroffer Form seine Ansicht hätte vortragen können. Sachlich habe ich folgendes einzuwenden.

Wenn ein Gebiet, wie das bearbeitete, auch großenteils nur lückenhaft aufgeschlossen ist, wie Ampferer sagt — ich habe es übrigens nicht so schlimm gefunden, war freilich auch ziemlich lange da —, soll man deshalb ganz darauf verzichten, eine Erklärung zu versuchen?

Um meine „tektonischen Gewaltsamkeiten" zu charakterisieren, greift Ampferer mein Profil an der Bregenzer Ach heraus und

fügt eine nach seiner Ansicht wahrscheinlichere Faltendeutung hinzu. Ich möchte mich anheischig machen, für so manches Einzelprofil in den Alpen eine einfachere Deutung zu geben, die vielleicht für die Nerven jedes Nicht-Alpengeologen so viel beruhigender wäre als die beängstigende Linienführung mancher Alpentektoniker. Aber Ampferer spricht doch selbst als Alpengeologe zu Alpengeologen! Man kann doch wohl nicht einen einzelnen Aufschluß für sich allein ganz aus dem Zusammenhang heraus erklären! Freilich wäre dies bedeutend leichter, als zu sehen, wie er sich in den großen Rahmen einfügt; im ersteren Falle gewinnt man für die Anschauung der Alpentektonik nichts, im letzteren aber kann man selbst den Vorwurf der Willkürlichkeit auf sich nehmen, wenn man nur das Bewußtsein hat, dort vorwärts gestrebt zu haben, wo lange Zeit eine altväterische Betrachtungsweise beschränkter Gebiete ohne Berücksichtigung der anderswo gefundenen Resultate den Fortschritt zu hemmen suchte, und die Hoffnung, doch vielleicht einmal — wenn auch nur in einzelnen Punkten — Anerkennung zu finden.

Wenn man wie Ampferer die schönen Aufschlüsse längs der Bregenzer Ach nur als schuppenartige Wiederholungen oder Verschiebungen und die Flyschpartien als durch sekundäre Verschiebungen in den Untergrund eingepreßt auffaßt, so gibt man dadurch freilich eine sehr einfache Erklärung. Nachdem ich aber gezeigt habe — und das ergibt die bloße Anschauung an Ort und Stelle —, daß der Flysch an der Bregenzer Ach und der am Prühlbach ganz anders ausgebildet ist als der mächtige, wohl horizontierbare Flysch des Hochälpele, da ferner ein Blick auf meine Karte zeigt, daß die ganze Gegend von Schwarzenberg bis nach Andelsbuch aus jüngerer Kreide besteht, unterhalb welcher in den Schluchten der Ach und des Prühlbachs dieser erstere Flysch herauskommt, glaube ich mit meiner Deutung des besagten Aufschlusses den Tatsachen mehr zu entsprechen als Ampferer mit der seinen, da nach ihm der Flysch auf der Kreide, statt unter ihr liegt. — Die Tatsache, daß hier mindestens zwei verschiedene Flyschfazies vorhanden sind, habe ich immer für eines der wesentlichsten Ergebnisse meiner Arbeit gehalten, und ich habe sie genügend hervorgehoben. Daß Ampferer dies übersieht, glaube ich aus seiner Deutung meines Profils schließen zu müssen. Wenn es aber gelungen ist, aus dem Chaos dessen, was wir alles Flysch nennen, deutlich gesonderte Elemente herauszuanalysieren, so kann das von Ampferer eingeleitete Verfahren, alles wieder in einen Topf zu werfen, kaum die Anerkennung derjenigen finden, denen die Enträtselung der Flyschstratigraphie am Herzen liegt.

Der Nachweis für die Verschiedenheit der beiden Flyschvorkommen vom Hochälpele einerseits, von der Bregenzer Ach und

dem Prühlbach anderseits besteht nach Ampferer für das Hochälpelegebiet „in der Behauptung, daß die hier zwischen Sewer Schichten und Flysch lagernde Breccie als Überschiebungsbreccie aufzufassen sei. Beweise dafür werden nicht gegeben.“ Es ist wohl in den wenigsten Fällen möglich, zu „beweisen“, ob eine Breccie eine Überschiebungsbreccie ist; auch diese Frage läßt sich kaum aus der Betrachtung der Breccie allein entscheiden; mir ist dies jedenfalls nicht eingefallen.

Auf p. 33 und 69 meiner Abhandlung habe ich betont, daß südlich des Hochälpele die Schichtenfolge des Flysch mit einem jüngeren Horizont beginnt als weiter nördlich; und auf p. 50—52 habe ich die verschiedenen Gründe, die mich zu meiner Auffassung von der Überschiebung des Hochälpeleflysches geführt haben, dargelegt. Von einer „Behauptung“, die ich schlechtweg aufgestellt hätte, ohne sie zu belegen, kann also nicht die Rede sein. —

Ampferer schreibt: „Der Flysch des Hochälpele und die kleinen östlich gelegenen Flyschfetzen an der Bregenzer Ach und am Prühlbach sollen Reste von verschiedenen Schubdecken sein.“ Ich schreibe von dem letzteren Flysch (l. c. p. 69), daß er „selbst autochthon sein oder einer noch älteren Decke angehören mag“. Das ist doch wohl zweierlei.

Wenn Ampferer sich die Mühe nimmt, zu referieren, so sollte er praktischer Weise mir nicht die Gelegenheit so leicht machen, mit mindestens ebensoviel Recht wie er von tektonischen (p. 208 oben), meinerseits von literarischen Gewaltsamkeiten zu sprechen, und er sollte wohl auch alles vermeiden, was auch nur den Schein erwecken könnte, als wollte er mit Schlagwörtern operieren, die auf einen Teil seiner Leser wie ein rotes Tuch wirken könnten.

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

Zeichenblock für stereographische Projektionen.

Von F. Noll in Heidelberg.

Mit 1 Textfigur.

Die Wulff'sche Methode zur Ausführung stereographischer Projektionen hat jüngst durch die Wülfing'schen Wandtafeln [1] eine wesentliche Förderung erfahren. Es lag der Gedanke nahe, die bei einer dieser Wandtafeln ausgeführte Anordnung, nicht das Zeichenblatt sondern das Netz zu drehen, ins Kleine zu übertragen, um die Wulff'sche Methode auch für den Handgebrauch bequemer

[1] Dies. Centralbl. 1911. p. 273—275.

zu gestalten. Zu diesem Zweck wurde, unabhängig von der jüngst beschriebenen JOHANNSEN'schen Konstruktion [1], der abgebildete Handzeichenblock hergestellt.

Das übliche Netz von 20 cm Durchmesser ist auf einer runden Pappscheibe aufgeklebt und drehbar in einem 7 mm dicken Karton von 33 auf 43 cm Größe derart versenkt, daß dieses Netz in die Ebene der ganzen Tafel zu liegen kommt. Die Drehachse geht durch den Mittelpunkt des Netzes und erlaubt daher dessen genaue zentrische Drehung. An der Seite des Blockes ist ein halbkreisförmiger Ausschnitt herausgestanzt, der das Drehen der überragenden Pappscheibe leicht gestattet. Zum Gebrauch wird das durchsichtige Zeichenpapier durch vier flache, an den Ecken des Blockes angebrachte federnde Klammern aufgespannt, die die Verwendung von Reißnägeln überflüssig machen. Diese Vorrichtung hat sich auch sonst schon bewährt und ermöglicht ein rasches und sehr genaues Auswechseln der Zeichenpapiere. An den oberen Ecken der beistehenden Figur sind solche Klammern geöffnet dargestellt, damit man ihre Konstruktion erkennen kann.



Die Herstellung des Modells hat die Firma Adolf Noll, Mannheim, A 3, 7 a übernommen.

Heidelberg, den 26. April 1912.

Besprechungen.

Bütschli, O.: Untersuchungen über organische Kalkgebilde nebst Bemerkungen über **organische Kieselgebilde**, insbesondere über das spezifische Gewicht in Beziehung zu der Struktur, die chemische Zusammensetzung und anderes. Abh. Gesellsch. d. Wiss. Göttingen. 1908. N. F. 6. No. 3. 177 p. 4^0. 4 Taf. und 3 Textfiguren.

Die vorliegende große Abhandlung bildet die Zusammenfassung und den (wenigstens vorläufigen) Abschluß der durch eine Reihe von Jahren durchgeführten eingehenden Untersuchungen des Ver-

[1] Journal of Geology. **19**. (1911.) p. 752—755.

fassers über die im Titel genannten Dinge. Sie ist für den Mineralogen und Geologen ebenso wichtig, wie für den Zoologen, Botaniker und Chemiker. Dies zeigt ein Blick auf das 253 Nummern umfassende Verzeichnis der einschlägigen Literatur.

Wir finden da neben den Namen maßgebender Zoologen, Botaniker, Physiker und Chemiker die Namen bekannter Mineralogen und Geologen: Bournon, Brauns, Credner, Damour, Dana, Haidinger, Hessel, Hintze, Judd, Lacroix, Linck, Rammelsberg, Rose, Sandberger, Scherer, Schmidt, Sorby, Steinmann, Vater, Websky, Weinschenk, Wyrouboff u. a.

Von Bütschli selbst bringt das Literaturverzeichnis folgende 13 Publikationen, die die vorliegenden Untersuchungen ergänzen und erweitern:

1893. Über den feineren Bau der Stärkekörner. Verh. nat.-med. Ver. Heidelberg. N. F. **5**. p. 89—102.

1894. Vorläufiger Bericht über fortgesetzte Untersuchungen an Gerinnungsschäumen, Sphärokristallen und die Struktur von Cellulose und Chitinmembranen. Verh. nat.-med. Ver. Heidelberg. N. F. **5**. p. 230—292. 3 Taf.

1896. Ueber den Bau quellbarer Körper und die Bedingungen der Quellung. Abh. K. Ges. Wiss. Göttingen. **40**.

1898. Untersuchungen über Strukturen. Mit Atlas. Leipzig.

1900. Untersuchungen über Mikrostruktur des erstarrten Schwefels. 4 Taf. Leipzig.

1900. Untersuchungen über die Mikrostruktur künstlicher und natürlicher Kieselsäure-Gallerten (Tabaschir, Hydrophan, Opal). Verh. nat.-med. Ver. Heidelberg. N. F. **6**. p. 287—347. 3 Taf.

1901. Einige Beobachtungen über Kiesel- und Kalknadeln von Spongien. Zeitschr. f. wiss. Zool. **69**. p. 235—286. 3 Taf.

1901. Ref. über Biedermann's Arbeiten von 1901. Zool. Centralbl. **8**. p. 757—763.

1904. Beobachtungen über eigentümliche Sprungsysteme von großer geometrischer Regelmäßigkeit. Verh. nat.-med. Ver. Heidelberg. N. F. **7**. p. 653—703.

1905. Über die Skelettnadeln der Kalkschwämme. Entgegnung auf die Mitteilung von Prof. E. Weinschenk. Dies. Centralbl. 1906. p. 12—15.

1906. Über die Einwirkung von konzentrierter Kalilauge und konzentrierter Lösung von kohlensaurem Kali auf kohlensauren Kalk etc. Verh. nat.-med. Ver. Heidelberg. N. F. **8**. p. 277—330.

1907. Über Gaylusit und ein zweites Doppelsalz von Calcium- und Natriumcarbonat. Journ. f. prakt. Chemie. **75**. p. 556—560.

1907. Über die Natur der von Biedermann an Krebsblut und Krebspanzer erhaltenen Kristalle. Biol. Centralbl. **27**. p. 457—466.

Die Publikation bewegt sich auf dem Grenzgebiet zwischen Mineralogie und Zoologie, indem sie in der gründlichsten Weise die Frage behandelt:

„Welches ist die Natur der organischen Kalk- und Kieselgebilde, was sind sie nach ihrer Zusammensetzung und Struktur?“

Mineralogisch handelt es sich um Calcit und Aragonit einerseits, um Opalarten anderseits, aber diese Dinge, die zum Bau der Organismen wesentlich beitragen, geologisch als Reste von Organismen ganze Schichten zusammensetzen, erscheinen hier im Lichte ihrer Entstehung und Umbildung unter dem Einfluß organischer und organisierter Substanz.

Da spielen eine Hauptrolle als Vermittler gewisse labile Verbindungen, die sich leicht bilden und leicht umbilden. Wasserhaltige Salze von Kalk und Kali mit Kohlensäure und organischen Säuren. Auch die Magnesia spielt dabei eine Rolle.

Taf. 1 zeigt in 34 Figuren die Kristalle eines der wichtigsten dieser Salze: $CaCO_3 + 6\,H_2O$, die hier nur mikroskopisch studiert sind, die jedoch zu meßbaren Kristallen gezüchtet werden könnten. p. 49 sind kristallographische Beziehungen zwischen dem genannten Salz und dem Gaylusit aufgesucht und durch Fig. 2 illustriert. Fig. 1 p. 15 gibt Bilder mikroskopischer Kriställchen des Doppelsalzes: $2\,(K_2CO_3) + 3\,(CaCO_3) + 6\,H_2O$.

Einen wesentlichen Teil der Untersuchung bildet die Frage der Strukturen. Bei den organischen Kalk- und Kieselgebilden findet sich weit verbreitet, bei starker Vergrößerung erkennbar, die von Bütschli vielfach und eingehend studierte Alveolar-Struktur. Sie ist auf Taf. 1—3 in gröberer bis feinster Ausbildung wiedergegeben. Auch für Gebilde mit Kristallgestalt. Verf. zieht den Schluß, daß diese Struktur allen Kristallen eigentümlich sei und daß, wo sie sich nicht findet, z. B. beim Isländer Doppelspat, sie sich nur durch ihre Feinheit der Beobachtung entziehe (p. 120—121).

Die Beobachtungen Bütschli's erscheinen als durchaus sicher. Sie sind auch für den Kristallographen von wesentlicher Bedeutung. Denn es besteht, wie aus den Figuren (z. B. Taf. 2 Fig. 13—16, Taf. 3 Fig. 19) unmittelbar zu sehen ist, ein Zusammenhang zwischen der Anordnung der Hohlräumchen und der Kristallgestalt. Das hier entwickelte Bild von der Kristallstruktur würde sich decken mit dem von den Kristallographen angenommenen Partikelgerüst (Raumgitter), wenn im homogenen Kristall die mikroskopisch nicht mehr sichtbaren Hohlräumchen zusammenfielen mit den Gerüstfächern, d. h. den freien Räumen zwischen den einzelnen Partikeln.

Es ist nicht möglich, in einem kurzen Referat den reichen Inhalt der Schrift auszugsweise wiederzugeben; es muß vielmehr auf diese selbst verwiesen werden. Doch möge hervorgehoben werden, wie sehr es der Naturerkenntnis förderlich ist, wenn ein bewährter und vielseitiger Beobachter sich eines der die Einzelwissenschaften verknüpfenden Zwischengebietes annimmt.

V. Goldschmidt.

W. Kranz: Dr. Meydenbauer's Theorien zur Entwicklungsgeschichte der Erde. Himmel und Erde (Urania). November 1906 (Heft 2).

Gegen die Anschauungen Dr. Meydenbauer's wird Stellung genommen, daß im Erdinnern keine größeren Hohlräume vorhanden seien, daß die vulkanischen Glutherde durch Aufsturz von Himmelskörpern auf die von jeher kalte Erde entstanden, daß alles Urgestein, ferner das ältere Steinsalz und Petroleum von Meteoriten herrühren sollen, daß meilenhohe Wellen, erzeugt durch solche Aufstürze ins Meer, ganze Gebirge abradierten, ganze Faunen plötzlich vernichteten und riesige Pflanzenlager in den jetzigen Kohlenmulden zusammenschwemmten, daß auch die Kettengebirge infolge solcher Aufstürze durch Beiseiteschiebung der oberen Schichten entstanden seien. Die wichtigsten wissenschaftlichen Einwände gegen solche Theorien werden aufgeführt, so die Lagerungsverhältnisse der Gesteine, die Lehre von den peripherischen Herden, die lange Tätigkeit neuzeitlicher Vulkane, Experimente mit Erkalten glühender Massen und Beschuß starrer Platten, die Erscheinungen der Abrasion und Erosion, die stetige Fortentwicklung der Erdoberfläche und ihrer Bewohner usw. Die Meydenbauer'schen Ansichten werden abgelehnt. Ref. d. Verf.

Personalia.

Gestorben: Dr. **George Jarvis Brush**, hervorragender amerikanischer Mineraloge, em. Professor der Geologie an der Sheffield Scientific School of Yale University in Newhaven, am 6. Februar, 80 Jahre alt.

Druckfehlerberichtigung.

Dies. Centralbl. p. 205, Zeile 20 und 21: Milne Edwards anstatt Edward, Zeile 22 thin anstatt thing, Zeile 22 the anstatt tche, Zeile 28 J. de Carle Sowerby anstatt J. Decarle Sowerby.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. Juli 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1912. No. 13.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ein neues Beryll(Aquamarin)-Vorkommen in Deutsch-Südwestafrika.

Von **Erich Kaiser** in Gießen.

Vor kurzem sind von einem im Jahre 1910 entdeckten Vorkommen in unserer südwestafrikanischen Kolonie Berylle nach Deutschland gekommen, die nach in Idar angestellten Schleifversuchen verwertbare gute und z. T. recht helle Aquamarine geliefert haben, die auch zum größten Teile schon im Handel vergeben worden sind. Neuerdings fand sich auch eine klare, gelblich gefärbte Varietät, die einen ganz prächtigen goldgelben Schmuckstein auch in größeren Stücken lieferte. Die Klarheit und Prächtigkeit dieser von der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika in den Handel gebrachten Edelsteine hat Veranlassung gegeben, die hellgoldgelbe Varietät mit einem besonderen Namen „Heliodor“ in den Handel zu bringen.

An wissenschaftlichen Daten liegt ein Bericht des Geologen der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika, Herrn Dr. Ernst Reuning in Swakopmund vom 7. Juli 1911 vor, aus dem ein kurzer Auszug in die Zeitungen (z. B. Handelsteil der Frankfurter Zeitung vom 6. Oktober 1911, Abendblatt) gelangt ist. Der Bericht des Herrn Dr. Reuning über die Aufschlußarbeiten, das Rohmaterial und auch geschliffenen Stücke sind mir in verschiedenen Sendungen von der Deutschen Kolonialgesellschaft für Südwestafrika durch Herrn Dr. Lotz zur Verfügung gestellt worden[1] und ich erlaube mir hier den Genannten meinen besten Dank auszusprechen.

Ich gebe aus den mir zur Verfügung gestellten Daten, vor allem aus dem Bericht des Herrn Dr. Reuning zunächst einen kurzen Auszug: Das Vorkommen liegt bei der Station Rössing an der Bahnlinie Swakopmund—Windhuk. Die Berylle sind gebunden an Pegmatitgänge, die selbst wieder in engster Verknüpfung stehen mit parallel streichenden Rosenquarzgängen und Gängen mit gemeinem Quarz. Alle Gänge haben unregelmäßige Erweiterungen und oft nur kurze Erstreckung. Der Haupt-

[1] In der Sitzung des Niederrheinischen geologischen Vereins in Bonn am 7. Oktober 1911 habe ich das Material teilweise bereits vorlegen und ganz kurz besprechen können.

pegmatitgang ist bis ca. 18 m mächtig und führt auf eine Breite von 6 m viele und schöne, im übrigen Teile aber nur gemeine Berylle, wobei allerdings der Pegmatit in den Schürfgräben nur 1—1½ m tief aufgeschlossen ist. Ein anderer Schürfgraben lieferte nur gemeinen Beryll, dazu aber ein Stück schwarzes Erz, das sich als Wolframit erwies. In einem anderen Schurfgraben war der Beryll stets mit Turmalin verwachsen. Im ganzen sind die Pegmatitgänge sehr verschieden mächtig, von wenigen cm bis zu 18 m.

Die Pegmatitgänge von Rössing vergleicht Herr Dr. Reuning auch mit Pegmatitgängen, die bei Neitsas in schlauchförmigen Erweiterungen Zinnerz führen und sonst dieselbe Mineralassoziation wie die Pegmatite bei Rössing aufweisen.

Oberflächlich sind nun die Pegmatite bei Rössing umgelagert und man findet in einer bis jetzt auf 3—4 ha um die Pegmatitgänge nachgewiesenen Verbreitung oberflächliche Kiesschichten, in denen zahlreiche, meist windgeschliffene, klare und trübe Berylle aufgelesen wurden. „Wenn auch nicht sicher ist, daß dieser von der Kolonialgesellschaft für Südwestafrika als Eigenbetrieb geplante kleine Bergbau erheblichen Gewinn abwerfen wird, sollen doch die bisherigen Versuche ergeben haben, daß er die Unkosten deckt."

Die mineralogischen Beobachtungen an dem bis jetzt vorliegenden Rohmateriale und an einzelnen geschliffenen Stücken ergaben folgendes. Das Material ist z. T. hellgrün mit typischer heller Aquamarinfarbe, z. T. dunkler grün gefärbt, wobei neben bläulichgrünen auch gelblichgrüne Färbungen vorliegen. Neuerdings wurden auch hellgelbe Kristalle von klarer Beschaffenheit aufgefunden, die sich zu z. T. recht großen Stücken schleifen ließen. Einige Rohkristalle dieser Färbung, die mir vorgelegen haben, zeigen eine Verwachsung von vollständig wasserklaren Teilen mit gelben Teilen, in der Weise, daß die nach der $\dot{c}$-Achse gestreckten Kristalle am einen Ende, das eine glatte glänzende Basisfläche zeigt, farblos, klar sind, am anderen Ende, das unregelmäßig zerbrochen ist, gelb gefärbt sind. Die Grenze beider Färbungen ist ziemlich scharf, verläuft aber unregelmäßig quer zur $\dot{c}$-Achse. Z. T. sind die Kristalle stark getrübt und mit dunkleren Adern durchzogen. Der Pleochroismus ist schwach, aber immerhin in nicht zu dünnen Stücken bemerkbar.

Das vorliegende Material besteht zum großen Teil aus zerbrochenen Kristallen, jedoch Bruchstücken bis zu einer Größe von 4 : 3½ : 3½ cm [1]. Die meisten Bruchstücke sind nach einer fast

[1] Nach Abfassung dieser ersten Mitteilung über das Vorkommen sind mir ganz erheblich größere Kristalle, z. T. mit reicher Flächenbegrenzung zugesandt worden.

überall hervortretenden, oft sehr guten Ablösung nach $\{0001\}$ zersprungen. Diese Stücke besitzen dann ziemlich ebene Begrenzung, neben der unregelmäßig muschelige, glas- bis fettglänzende Begrenzungen auftreten. Viele Bruchstücke zeigen jedoch auch deutliche Säulenform und reichliche Entwicklung von Prismenflächen. Ganze Kristalle sind stark gerundet infolge der vielfachen, gleichmäßig ausgebildeten Prismenflächen. Der Habitus ist bei allen bisher zur Untersuchung gekommenen Kristallen von Rössing säulenförmig, meist schlanksäulenförmig, was besonders hervorgehoben werden muß im Gegensatz zu den von Thiene[1] beschriebenen Kristallen einer anderen Fundstelle in Deutschsüdwestafrika, wo die Ausbildung durchweg dicktafelig nach $\{0001\}$ ist.

Natürliche Begrenzung nach $\{0001\}$ wurde nur an wenigen Stücken beobachtet, die dann zumeist noch durch Wind angeschliffen waren und deshalb besondere Beobachtungen nicht gestatteten. Am schärfsten und glänzendsten tritt $\{0001\}$ an den gelblichen Kristallen sowie den Verwachsungen mit den farblosen Teilen auf, die eine reiche Ausbildung in der Prismenzone, dazu nur schmale Pyramidenflächen zeigen. Neben $\{0001\}$ treten an den grünlichen Kristallen (Aquamarin und gemeiner Beryll) noch auf: $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$, $\{21\bar{3}0\}$ und andere nicht näher bestimmbare Prismen, durch welche die Kristalle eine intensive Streifung parallel $\overset{|}{c}$ aufweisen und zu völlig gerundeten Kristallen übergehen. Von Pyramidenflächen wurden $\{10\bar{1}1\}$ und $\{11\bar{2}1\}$ mit Sicherheit bestimmt durch die Messungen

$(11\bar{2}1) : (10\bar{1}0) = 52^{\circ}\,21'$ (berechnet $52^{\circ}\,17\frac{1}{3}'$ Kokscharow)
$(11\bar{2}1) : (0001) = 45\quad 0$ (berechnet 44 56 Kokscharow)
$(10\bar{1}1) : (0001) = 30\quad 5$ (berechnet 29 56,5 Kokscharow).

Die Flächenbeschaffenheit wechselt sehr, in ähnlicher Weise wie es Kohlmann[2] vom brasilianischen Beryll beschreibt. Auf $\{0001\}$ zeigen sich sechsseitige Figuren als treppenförmig begrenzte Erhabenheiten, die nach der Messung von schmalen Flächen von $\{10\bar{1}1\}$ begrenzt sind. Kleine, ganz winzige sechsseitige Ätzgrübchen sind von Pyramiden gleicher Stellung begrenzt.

Die Flächen der Prismen $\{10\bar{1}0\}$ sind im allgemeinen glatt und glänzend. Ätzfiguren von rechteckigem Umriß, wie sie Kohlmann am brasilianischen Beryll beschrieben hat, konnten an dem südwestafrikanischen Materiale nicht beobachtet werden. Dagegen zeigten sich sechsseitig gestaltete Figuren, Vertiefungen und Erhebungen auf den Flächen $\{10\bar{1}0\}$ mit längerer Erstreckung des

[1] H. Thiene, Über Apatit und Beryll von Tonkerhoek (Deutschsüdwestafrika). N. Jahrb. f. Min. etc. 1909. I. p. 97—101. (Die Fundstelle wird sonst Donkerhuk genannt.)

[2] H. Kohlmann, Beiträge zur Kenntnis des brasilianischen Berylls. N. Jahrb. f. Min. etc. 1908. Beil.-Bd. XXV. p. 135—181.

Sechsecks parallel c. Die Enden dieser sechsseitigen Vertiefungen werden von Pyramiden begrenzt, die nicht näher bestimmt wurden. Neben diesen regelmäßigen Figuren zeigen sich mannigfache Rinnen und Furchen, die unregelmäßig über die Flächen $\{10\bar{1}0\}$ hinweglaufen und sich gegenseitig nach mehrfachen Richtungen durchkreuzen.

Die Flächen von $\{11\bar{2}0\}$ zeigen die bereits von Kohlmann beschriebene Streifung parallel c. Sie ist an den meisten vorliegenden Kristallen und Bruchstücken viel intensiver, wie an den von Kohlmann beschriebenen brasilianischen Beryllen des Gießener Mineralogischen Institutes. Die Streifung löst sich in vielfache, parallel liegende, spindelförmige Ätzfiguren auf, deren Begrenzung durch Flächenstücke parallel $\{10\bar{1}0\}$ erfolgt, die aber gegen die beiden spitzen Enden durch einzelne quer verlaufende Streifen unterbrochen werden, so daß dann eine Verjüngung der Begrenzung der Ätzfiguren, ein treppenförmiges Absetzen erfolgt. Im Grunde der Ätzfiguren liegen längliche, ziemlich gut glänzende Flächenstücke parallel $\{11\bar{2}0\}$. Die Querstreifen werden durch Pyramiden $\{h\bar{i}kl\}$ hervorgerufen.

Auch die Flächen von $\{21\bar{3}0\}$ zeigen gleichartige Ätzfiguren mit gleicher Orientierung der Begrenzungsstücke.

Ein großer Teil dieser Ätzfiguren auf $\{11\bar{2}0\}$ und $\{21\bar{3}0\}$ ist mit tonigen Massen ausgefüllt. Weiteres Material dürfte vielleicht eine genauere Bestimmung der Symbole der Begrenzungselemente dieser zierlichen Ätzfiguren ermöglichen.

Die oben erwähnten Verwachsungen heller und gelblichgefärbter Kristalle sind dadurch ausgezeichnet, daß in dem hellen, farblosen Teile parallel c Kanäle eingeschaltet sind, die scharf vor oder an der Grenze des farblosen gegen den gelblich gefärbten Teil absetzen. Sie sind stellenweise etwas verdickt, mit Gas oder auch einem Gemenge verschiedenartiger Minerale, auch gelblichen Zersetzungsprodukten angefüllt. Eine nähere Untersuchung verbot sich, da die wenigen vorliegenden Kristalle nicht verletzt werden durften. Die Kanäle hängen mit den Wachstumserscheinungen in der Prismenzone zusammen, doch ist es eigenartig, daß nur der helle, nicht aber der gelblich gefärbte Teil, trotz völliger Parallelität, die Kanäle zeigt.

Parallel $\{0001\}$ sind den grünlichen Kristallen auch Zonen eingeschaltet, in denen sich die sonst unregelmäßig verteilten Poren regelmäßig anhäufen. Manche dieser kleinen und größeren Poren zeigen deutlich die Formen des Wirtes. Sie sind häufig sechsseitig begrenzt oder, bei Schliffen aus der Zone der Hauptachse, rechteckig gestreckt. Schliffe nach der Basis zeigen auch nicht selten langgestreckte, rechteckige Formen dieser Einschlüsse neben den sechsseitig begrenzten. Sie zeigen häufig kleine und größere Bläschen,

die deutliche Bewegung wahrnehmen lassen. Es sind stellenweise zwei nicht mischbare Flüssigkeiten vorhanden; anderseits sind auch kleine, würflig oder stäbchenförmig erscheinende und unregelmäßig gestaltete, feste, doppelbrechende Körperchen in den Poren ausgeschieden. Einzelne der Flüssigkeitseinschlüsse mit Libellen müssen aus flüssiger Kohlensäure bestehen oder diese enthalten. Die Libelle verschwindet schon bei ganz geringer Erwärmung. Präparate von diesen Beryllen mit Flüssigkeitseinschlüssen eignen sich ausgezeichnet zur Demonstration des Überganges der Flüssigkeit in gasförmigen Zustand mit dem Projektionsapparat. Einen Augenblick nach Einschalten des Präparates in den Strahlengang verschwindet die Libelle und nur kurze Abblendung mit der Hand genügt, um die Libelle wieder erscheinen zu lassen, die dann nach kurzer Beleuchtung wiederum verschwindet. Es ließ sich mit diesen Präparaten die Erscheinung auch für einen größeren Hörsaal demonstrieren, in ähnlicher Weise, wie dies Herr Wülfing auf der Versammlung der Deutschen mineralogischen Gesellschaft in Heidelberg am 24. 9. 1911 an Quarzpräparaten zeigte.

Dicke Präparate lassen deutlich optische Anomalien erkennen. Zweiachsigkeit ist dann ungleichmäßig in den Präparaten verteilt, aber deutlicher in der Nähe einer äußeren Zone als in der Mitte. In dünnen Präparaten ist von derartig anomalen Erscheinungen jedoch kaum noch etwas wahrzunehmen. Jedoch zeigt die Beobachtung von dünnen Präparaten parallel {0001} bei starker Beleuchtung (Tageslicht genügte gewöhnlich nicht hierzu; besser war kräftige Beleuchtung mit einer 50 kerzigen Metallfadenlampe), daß in den Schliffen unregelmäßige Partien eingeschaltet sind, die Spannungserscheinungen aufweisen. Um kleine Bläschen oder auch um winzige eingeschlossene Glimmerblättchen herum liegen Zonen, die in diesen Schliffen nach der Basis aufgehellt werden und nun ein kleines schwarzes Kreuz (Brewster'sches Kreuz) bei gekreuzten Nicols erkennen lassen. Da nun diese Flüssigkeitseinschlüsse zonenweise stark angereichert sind, so berühren sich diese Aufhellungspartien oft gegenseitig und es ist beim Drehen des Präparates oder gemeinsamer Drehung der Nicols eine unregelmäßige Wanderung von Helligkeit und Dunkelheit über die Präparate hinweg zu beobachten. Die schon von Brauns erwähnten Anomalien an Beryllkristallen [1] können vielleicht auch auf diesem Wege der stärkeren Beleuchtung besser kenntlich gemacht werden. Schliffe parallel der Hauptachse zeigen ebenfalls von Rissen, einschlußreichen Zonen und kleinen eingeschlossenen Glimmerblättchen aus eine abweichende Interferenzfarbe bei gekreuzten Nicols bei diagonaler Stellung der Beryllpräparate.

[1] R. Brauns, Die optischen Anomalien der Kristalle. Leipzig 1891. p 193.

Das spezifische Gewicht des Rohmateriales wurde nach der Schwebemethode zu 2,675 bis 2,686 bestimmt. Klare, einschlußfreie, helle Aquamarine zeigten spezifische Gewichte von 2,692—2,694, wobei dunkler gefärbte Stücke auch ein höheres spezifisches Gewicht besaßen. Das Rohmaterial der Goldberylle zeigte ein spezifisches Gewicht von 2,680—2,685, während klare geschliffene Goldberylle („Heliodor") ein spez. Gew. von 2,693 zeigen.

Es muß endlich noch darauf aufmerksam gemacht werden, daß bereits von GÜRICH[1] mehrere Beryllvorkommen, gebunden an Pegmatite, aus Deutsch-Südwestafrika erwähnt worden sind. Auch F. W. VOIT erwähnt Beryllvorkommen aus Deutsch-Südwestafrika[2].

Weiter ist darauf hinzuweisen, daß bereits analoge Vorkommen in Deutsch-Südwestafrika aufgeschlossen sind, über deren kristallographisches Verhalten THIENE[3] eingehendere Mitteilungen machte. Über die Gewinnung enthält der Jahresbericht der kaiserlichen Bergbehörde von Südwestafrika für 1907 folgende Angaben:

„Am Jahresschlusse wurde das Donkerhuker Edelsteinsyndikat von einheimischen Kreisen gegründet. Es bezweckt die Untersuchung eines Beryllvorkommens, welches an der Oberfläche viele und reine Steine liefert, die anscheinend nach der Teufe zu an Farbenintensität (bläulich, aquamarin) zunehmen, so daß die Erzielung einer schleifwürdigen Ware nicht ausgeschlossen erscheint.

Die Steine kommen frei ausgebildet in Drusen eines Pegmatitganges vor."

Nach neueren, nach Abschluß dieser Mitteilung eingegangenen Nachrichten und Sendungen von Herrn Dr. REUNING an das Gießener mineralogische Institut sind auch sehr viel größere Kristalle gefunden worden, als mir bis jetzt vorgelegen haben. Ich werde auf diese Sendung und die in den Pegmatiten von RÖSSING noch auftretenden Mineralien später zurückkommen.

Die Lemniscatenform der Imatrasteine.

Von **Raphael Ed. Liesegang.**

(Aus dem Neurologischen Institut, Frankfurt a. M.)

Aus einer besonderen Form der am Imatrafall vorkommenden Marlekore, nämlich aus ihrer brillen- oder hantelförmigen Gestalt lassen sich Schlüsse auf die Entstehung dieser noch unerklärten Gebilde ziehen. Es ist nämlich ganz zweifellos, daß eine besondere Art von Diffusionsvorgängen hierbei tätig gewesen ist.

---

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. 1890. I. p. 114. — HINTZE, Handbuch. **2.** p. 1292.

[2] Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. f. 1904. **25**. Berlin 1905. p. 399.

[3] H. THIENE, Über Apatit und Beryll von Tonkerhoek (Deutsch-Südwestafrika). N. Jahrb. f. Min. etc. 1909. I. p. 97—101.

Führt man einen Schnitt durch eine der Längsachsen dieser Steine, so erhält man immer eine Lemniscate. An den Orten der beiden Pole derselben findet man meist sehr deutliche kleine, gelbe Einschlüsse. Oft hebt sich die eine oder andere Phase der Lemniscate durch dunklere Färbung von den späteren Phasen ab.

Diese Formen können nur dann zustande kommen, wenn von den Einschlüssen, also den Polen aus, irgendeine Substanz diffundiert ist. Gleichzeitig muß in jenem Medium, in welchem die Diffusion vor sich ging, eine zweite diffusible Substanz vorhanden gewesen sein, welche bei ihrem Zusammentreffen mit der erstgenannten Substanz sich chemisch mit dieser umsetzte.

Das Medium, in welchem sich der Diffusionsprozeß abspielte, war Bänderton. Die lösliche Substanz, welche von den Polen aus diffundierte, und jene andere lösliche Substanz, welche zur Zeit dieser Diffusion in dem umgebenden Medium vorhanden war, kann nicht direkt genannt werden. Aber das Umsetzungsprodukt dieser beiden ist wieder bekannt. Es ist der kohlensaure Kalk, welcher die Tonteilchen so weit verkittete, wie die Diffusion der von den Polen ausgehenden Substanz reichte. (Unwahrscheinlich, aber nicht vollkommen ausgeschlossen ist es, daß das Calciumcarbonat nur eine Pseudomorphose auf einer anderen verkittenden Substanz ist. Auch das Eisenhydroxyd, welches meistens zugegen zu sein scheint, dürfte bei einer rein chemischen Betrachtung nicht außer acht gelassen werden. Da hier nur die physikalisch-chemischen Verhältnisse dargestellt werden sollen, können diese rein chemischen Details übergangen werden.)

Die Gründe, welche zur Annahme der Diffusionstheorie zwingen, stützen sich auf einige Erscheinungen, die man besser als im Ton in solchen Medien beobachten kann, welche homogener und zugleich durchsichtiger als Ton sind: Bringt man ein Körnchen eines diffusiblen Farbstoffes in eine reine Gallerte von Kieselsäure, Gelatine oder Agar, so zieht die entstehende Lösung desselben langsam nach allen Seiten gleichmäßig in die Gallerte hinein. Der immer größer werdende gefärbte Bezirk hat also stets Kugelform. Nähert sich deren Peripherie an einer Stelle der Grenze der Gallerte, so erfolgt damit durchaus keine Deformation der Kugelform. Und zwei oder mehr Diffusionskugeln, welche man in einem Abstand von mehreren Zentimetern voneinander gleichzeitig entstehen läßt, beeinflussen sich nicht gegenseitig. Ebenso wie die Farbstoffe verhalten sich auch diffusible Salze wie Chlornatrium oder Chlorcalcium. Man könnte nun auf die Idee kommen, deren nicht bemerkbare Diffusionsbezirke dadurch sichtbar zu machen, daß man der Gallerte einen Indikator zusetzt. Für den Chlorcalciumversuch könnte man die Gallerte vorher gleichmäßig mit kohlensaurem Natron (zur Anzeige des Calciums) oder mit Silbernitrat (zur Anzeige des Chlors) durchtränkt

haben. Aber hierdurch werden die Verhältnisse teilweise durchaus andere. Und zwar nähern sie sich jenen, welche man bei der Genese der Imatrasteine annehmen muß. Zwar entsteht auch dann eine vollkommene Kugelform, wenn man den Chlorcalciumkristall in der Mitte einer großen soda- oder silbernitrathaltigen Gallerte angebracht hatte. Aber sobald sich die Diffusionskugel bis auf 2 cm oder weniger einer Oberfläche genähert hatte, beginnt sie viel stärker auf diese hin zu wachsen als nach den anderen Seiten. Und zwei Diffusionskugeln, die in einigem Abstand voneinander gleichzeitig entstehen, beeinflussen sich ebenfalls: Sie wachsen viel stärker aufeinander zu und sobald sich die Spitzen einmal berührt haben, sind es Gebilde, die in allen Phasen Lemniscaten darstellen.

Das, was einfach als Indikator funktionieren sollte, hat also noch eine Nebenwirkung gehabt. Und zwar aus folgendem Grunde: Das Chlorcalcium muß, um weiterkommen zu können, sich mit der in der Gallerte in den betreffenden Gegenden vorhandenen Sodalösung zu Calciumcarbonat verbunden haben. Dadurch wird Chlorcalcium, welches sonst weiter diffundiert wäre, in die nicht diffusible Form gebracht. Es muß erst wieder neues Chlorcalcium nachrücken, damit die Kugel größer werden kann. Die Soda verzögert also deren Vergrößerung, und zwar um so stärker, je mehr davon vorhanden ist. Gleichzeitig mit dem Chlorcalcium verschwindet aber auch Soda. Dieses Salz, welches ursprünglich wegen seiner gleichmäßigen Verteilung in der Gallerte vollkommen in Ruhe gewesen war, muß in Bewegung geraten, sobald das Calciumsalz seine Wirkung begonnen hat. Denn da die Soda wegen ihres Diffusionsvermögens ebenfalls das Bestreben hat, sich in den verfügbaren Raum gleichmäßig zu verteilen, muß sich ein Teil derselben nach jenen Orten hin bewegen, wo sie verschwindet. Soda diffundiert also dem Chlorcalcium entgegen. Nähert sich nun die Chlorcalciumdiffusion einer Oberfläche der Gallerte, so kann von dort aus weniger Soda nachdiffundieren, deren Konzentration wird niedriger und der Widerstand geringer. Deshalb kann das Chlorcalcium nach dorthin rascher vordringen. Nähern sich zwei Diffusionskugeln, so wird diese Wirkung noch verdoppelt, weil jede derselben scheinbar Soda anzieht.

Benützt man drei oder mehr Diffusionszentren, so entstehen jene komplizierteren Gebilde, welche man auch bei den Imatrasteinen zuweilen findet. Nur werden hier die Zonen der Verkittung durch die Calciumcarbonatbildner, welche Ursache der letzteren sind, dadurch noch etwas modifiziert, weil der Ton nicht so homogen ist wie die bei den obigen Versuchen verwendeten Gallerten. Es macht sich nämlich seine Schichtung dadurch auffallend bemerkbar, weil die Diffusionsgeschwindigkeit der beiden Salze in den Richtungen parallel und senkrecht zu den Schichtungen nicht gleich groß ist.

Auch für das Zuwachsen auf die Glaswand kann man bei den Imatrasteinen ein Pendant finden. Ein solcher aus der Sammlung von Prof. Gürich in Hamburg sitzt auf Granit auf. Man bemerkt ganz auffallend, wie der verkittende Kalkniederschlag viel stärker auf diese Unterlage zugewachsen ist als nach den anderen Richtungen.

Eine Hypothese über den eigentlichen Chemismus der Verkittung soll hier nicht versucht werden. Prof. F. Richters, der mich auf diese Probleme aufmerksam machte, wird eine solche a. a. O. versuchen. Es sei nur noch darauf aufmerksam gemacht, daß dasjenige, was das Diffusionszentrum bildet, ursprünglich ein kleiner schwerer Körper gewesen sein muß. Denn die darunter liegende Tonlamelle ist eine Spur nach unten ausgebuchtet. Ferner ist es zweifellos, daß diese Diffusion nicht gleich nach der Ablagerung dieses Körpers begann. Dieselbe trat vielmehr erst ein, nachdem sich viele neue Tonlagen darüber ausgebreitet hatten. Denn gewöhnlich wird vom Hangenden ebensoviel verkittet wie vom Liegenden.

Ueber die mittlere spezifische Wärme des Gadolinits von Ytterby und Hitterö im ungeglühten und geglühten Zustande zwischen 20^0 und 100^0.

Von **Karl Schulz** in Berlin.

I.

Die mittlere spezifische Wärme des Gadolinits von Ytterby im ungeglühten und geglühten Zustande hat H. Rose[1] schon 1858 untersucht. Er wollte den Einfluß feststellen, den die durch das Verglimmen bewirkte Änderung des Energieinhaltes, die bei starkem Erhitzen im Gadolinit von Ytterby eintritt, auf die mittlere spezifische Wärme ausübt. Da es ihm nur auf die Ermittlung der Differenz der unter gleichen physikalischen Bedingungen geprüften Werte ankam, bediente er sich einer Methode, die mit gewissen Fehlerquellen behaftet ist. Er mengte die auf eine bestimmte Temperatur t_1 erhitzte Substanz in einer Platinschale mit 100 g Wasser von bekannter Temperatur t_3 und rührte mit einem Platinspatel. Als Mengungstemperatur t_2 nahm er die Temperatur, die das Thermometer im Mengegefäß nach dem Steigen einige Augenblicke hindurch konstant zeigte, bevor es wieder zu sinken begann. Die Temperatur t_3 des Wassers vor dem Versuch war stets etwa um 1^0 geringer als die der Zimmerluft; da jedoch die Mischungstemperatur immer erheblich höher als 1^0 über der Lufttemperatur lag, so wurde durch die tiefere Anfangstemperatur der Wärmeaustausch mit der Umgebung nicht

[1] H. Rose, Pogg. Ann. d. Phys. **103**. p. 311. 1858.

ausgeglichen. Ferner blieb unberücksichtigt der Wasserwert des Rührspatels, der Schale und des Thermometers. Die Möglichkeit, den Wasserwert des Rührers und der Schale noch nachträglich in Rechnung zu ziehen, hat H. Rose durch Anführung einiger Daten gegeben: eine Umrechnung seiner Werte habe ich jedoch unterlassen, da der Wasserwert des Thermometers und vor allem die Größe der Korrektion wegen des Wärmeaustausches nicht mehr festgestellt werden können.

In den Tabellen 1 u. 2 sind, nach steigenden Erhitzungstemperaturen t_1 geordnet, die Versuchsdaten H. Rose's angeführt, die für die Beurteilung der Genauigkeit der Methode ausreichen.

Tabelle 1.

Gadolinit von Ytterby; ungeglüht. H. Rose 1858.

Erhitzungstemperatur t_1 des Gadolinits	Temperatur t_2 des Gemenges	Temperatur t_3 des Wassers vor dem Mengen	$\triangle = t_2 - t_3$	Mittlere spezifische Wärme
51,5°	17,3°	14,8°	2,5°	0,137
56,2	18,1	14	4,1	0,138
61	17,8	14,7	3,1	0,136
62,9	16,5	14,6	1,9	0,142
76,1	20,6	14,25	6,35	0,140
77	20,2	13,6	6.6	0,138
79,2	19	16,3	2.7	0,136
88,9	20,9	13,8	7,1	0,139
89,6	21,3	16,3	5	0,137
89,8	20,2	15,1	5,1	0.141
94,2	20,5	15,1	5,4	0,137
96,2	21,2	15,6	5,6	0,139
			Mittel:	0,138

Die geringe Zuverlässigkeit der geschilderten Methode zeigt sich darin, daß in beiden Versuchsreihen die Werte der mittleren spezifischen Wärme sich bei nahezu gleichen Mengetemperaturen t_2 nicht gesetzmäßig mit den erheblich wechselnden Erhitzungstemperaturen t_1 ändern. Die Betrachtung der Tabellen 1 und 2 lehrt ferner, daß die Bedingungen, unter denen der ungeglühte und geglühte Gadolinit von Ytterby untersucht wurden, nicht gleich sind.

In der Annahme, daß die Korrektion wegen des Wärmeaustausches stets annähernd denselben Betrag habe, war auf ihre Berücksichtigung verzichtet worden. Da aber die Differenzen $\triangle$

Tabelle 2.

Gadolinit von Ytterby; geglüht. H. Rose 1858.

Erhitzungstemperatur t_1 des Gadolinits	Temperatur t_2 des Gemenges	Temperatur t_3 des Wassers vor dem Mengen	$\triangle = t_2 - t_3$	Mittlere spezifische Wärme
50,9	23,4	21,6	1,8	0,121
57,7	24,4	22,2	2,2	0,126
59,6	23,85	21,4	2,45	0,129
59,7	24,55	22,1	2,45	0,130
60,6	24,4	21,95	2,45	0,126
63,1	23,2	21,8	1,4	0,131
65,8	24,2	21,3	2,9	0,130
68	24,5	21,5	3	0,129
70,5	25	21,8	3,2	0,131
71,1	24,9	21,8	3,1	0,126
72	23,8	20,4	3,4	0,129
74,3	24,8	21,5	3,3	0,127
76,3	25	21,4	3,6	0,131
82,2	22,8	18,7	4,1	0,127
86,3	23,5	19	4,5	0,132
88,5	26	21,6	4,4	0,131
96,2	25,7	20,7	5	0,130
			Mittel:	0,128

zwischen der Mengetemperatur t_2 und der Anfangstemperatur t_3 des Wassers in beiden Versuchsreihen erheblich voneinander abweichen (Tab. 1 und 2), ist der Wärmeaustausch, also auch der durch ihn bedingte Fehler ein verschiedener. Aus diesem Grunde erscheinen die von H. Rose für ungeglühten und geglühten Gadolinit von Ytterby erhaltenen Werte der mittleren spezifischen Wärme als zu gegenseitigem Vergleich nicht geeignet.

Durch Th. Liebisch [1] wurde nachgewiesen, daß der im natürlichen Zustande amorphe Gadolinit von Ytterby beim Verglimmen in den kristallisierten Zustand übergeht. Da dieses Mineral jedoch beim Glühen infolge des Verglimmens ein anderes Aussehen erhält, so mußte geprüft werden, ob die Änderung der mittleren spezifischen Wärme beim Erhitzen allein durch die Änderung des physikalischen Zustandes bedingt ist. Hierzu eignet sich der Gadolinit von Hitterö, der sich noch im kristallisierten

[1] Th. Liebisch, Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Berlin. **20**. p. 350. 1910.

Zustande befindet und beim Glühen keine Umwandlung erfährt[1]; auch weicht seine chemische Zusammensetzung nur unerheblich von der des Gadolinits von Ytterby[2] ab. Ich habe versucht, die mittlere spezifische Wärme der Gadolinite von Ytterby und Hitterö unter gleichen Bedingungen im ungeglühten und geglühten Zustande zwischen 20 und 100° nach der Mischungsmethode in der früher beschriebenen Anordnung[3] zu ermitteln, um das Vorzeichen der Differenz jener Werte festzustellen und zu entscheiden, ob diese Differenz beim Gadolinit von Ytterby allein durch die Zustandsänderung bedingt ist, die das Mineral beim Verglimmen erfährt.

II.

Das Glühen wurde in unglasierten Porzellantiegeln vorgenommen, die sich in einem elektrischen Nickeldrahtofen befanden. Es wurden Bruchstücke von Schrotkorn- bis Erbsengröße verwendet, die nach jedem Versuche durch Erhitzen auf ca. 150° getrocknet wurden.

Die Versuchsdaten sind in Tabelle 3 zusammengestellt.

Tabelle 3.

	W	G	ϑ	τ	t	c	M
I a	645,74	42,261	100,18	21,454	20,696	0,1471	0,1469
	629,17	40,368	100,29	19,626	18,867	0,1467	
I b	629,12	27,153	100,21	21,710	21,220	0,1446	0,1445
	627,21	27,228	99,97	20,455	19,957	0,1443	
II a	626,65	38,339	99,81	19,658	18,947	0,1447	0,1450
	642,15	38,336	99,90	22,150	21,476	0,1452	
II b	632,35	40,572	100,20	21,733	21,013	0,1430	0,1429
	633,10	44,039	100,31	21,203	20,418	0,1427	

In Tabelle 3 bedeutet:

W das Gewicht der im Kalorimeter befindlichen Wassermenge in Gramm, vermehrt um den Wasserwert des Kalorimeters, des Rührers und des Thermometers.

G das Gewicht der angewandten Substanz in Gramm.

ϑ die korrigierte Temperatur des Heizraumes im Neumann'schen Hahn.

[1] Th. Liebisch, a. a. O. p. 359.

[2] Vergl. die Analysen bei C. Hintze, Handb. d. Mineral. 2. p. 195. 1897. No. I—VIII und XV—XVIII.

[3] K. Schulz, dies. Centralbl. 1911. p. 632.

τ die mit Rücksicht auf den herausragenden Faden und auf die Änderung des Wärmeaustausches während des Versuches korrigierte Mischungstemperatur, die das Wasser im Kalorimeter durch das Einbringen der erhitzten Substanz erreicht.

t die mit Rücksicht auf den herausragenden Faden und den Wärmeaustausch vor dem Versuche korrigierte Temperatur, die das Wasser im Kalorimeter beim Einbringen der erhitzten Substanz besitzt.

c die berechnete mittlere spezifische Wärme.

M der Mittelwert von c aus je zwei Versuchen.

I. **Gadolinit, Ytterby.** a) ungeglüht, b) geglüht.

II. **Gadolinit, Hitterö,** a) ungeglüht, b) geglüht.

In Tabelle 4 sind die Durchschnittswerte der mittleren spezifischen Wärme im ungeglühten und im geglühten Zustande, sowie die Differenzen jener Beträge zusammengestellt.

Tabelle 4.

Mittlere spezifische Wärme zwischen 20 und 100°.

	ungeglüht	geglüht	Differenz
Gadolinit, Ytterby . .	0,1469	0,1445	+ 0,0024
Gadolinit, Hitterö . . .	0,1450	0,1429	+ 0,0021

H. Rose erhielt als mittlere spezifische Wärme für ungeglühten Gadolinit von Ytterby den Wert 0,138 (Tab. 1), für das geglühte Mineral 0,128 (Tab. 2), also + 0,010 als Differenz. Dieses Ergebnis stimmt mit dem der vorliegenden Untersuchung darin überein, daß *das Vorzeichen dieser Differenz positiv ist*; jedoch ist ihr *Zahlenwert hier erheblich geringer*.

Vergleicht man die für den ungeglühten und geglühten Gadolinit von Ytterby erhaltenen Werte der mittleren spezifischen Wärme, der durch das Glühen aus dem amorphen in den kristallisierten Zustand übergeht, mit den entsprechenden Beträgen für den Gadolinit von Hitterö, der durch das Glühen eine Änderung seines physikalischen Zustandes nicht erfährt, so ergibt sich, daß *der Wert der für den Gadolinit von Ytterby festgestellten Differenz der mittleren spezifischen Wärmen in beiden Zuständen von der entsprechenden Zahl für den Gadolinit von Hitterö nur sehr wenig abweicht. Beim Gadolinit von Ytterby ist also die mit dem Verglimmen verbundene Änderung des physikalischen Zustandes nur von geringem Einfluß auf die mittlere spezifische Wärme in beiden Phasen.*

Bei der vorliegenden Untersuchung hat mich Herr Geheimer Bergrat Prof. Dr. Th. Liebisch wieder zu herzlichem Dank dadurch verpflichtet, daß er mir die notwendigen Apparate und Minerale in dem ihm unterstellten Institute freundlichst zur Verfügung stellte.

Berlin N. 4, Min.-petr. Institut der Universität, 30. Mai 1912.

Ueber Transgressionen der oberen „Gondwana-Formation" in Südbrasilien und Uruguay.

Von **K. Walther** (Montevideo).

Seinem wichtigen Werke „Relatorio final (da commissão de estudos das minas de carvão de pedra do Brazil) gab J. C. White eine Übersichtskarte bei, auf der die Verbreitung der von ihm „Santa Catharina-Formation" genannten permo-mesozoischen Überdeckung in den brasilischen Staaten Rio Grande do Sul, Santa Catharina und Paraná angegeben ist. Das Ausstreichen dieser Schichten verrät sich auf der Karte durch einen Streifen von „Tubarão-Schichten", die eine Reihe vermutlich beckenförmiger Kohlenlager einschließen. Diese beginnen im Süden[1] zunächst lückenhaft am oberen Jaguarão (nahe der uruguayischen Grenze) und am Candiota-Flusse und setzen sich südlich von São Gabriel über São Sepé bis nach Minas, westlich von Porto Alegre, fort.

In Uruguay stieß man, wie ich bei anderer Gelegenheit erwähnte, bei Bohrungen nahe der brasilischen Grenze auf kohlige Lagen[2], welche die Analogie der uruguayischen und brasilischen Ablagerungen auch in diesem Punkte beweisen. Daß man sich in Uruguay dem Ausstreichen jener Tubarão-Schichten nähert. darauf weist wohl schon die erwähnte Lückenhaftigkeit der Kohlenvorkommen im südlichen Teile von Rio Grande hin. So meint auch C. Guillemain, daß vieles dafür spreche, daß die Kohlenvorkommen vor Erreichung des Südrandes (der ganzen permomesozoischen Überdeckung) auskeilen.

[1] S. hierzu z. B. den Stieler'schen Handatlas.

[2] Über permo-triassische Sandsteine und Eruptivdecken aus dem Norden der Republik Uruguay (N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXI. p. 590). Es handelt sich in der Tat nur um schwache kohlige Zwischenlagerungen nicht etwa um abbauwürdige Schichten, wie aus dem Ausdrucke „Kohlenflöze" bei C. Guillemain hervorgehen könnte (Zur Geologie Uruguays. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **63.** 1911, Monatsber. p. 203). Es ist schade daß diese wichtige Arbeit eine so große Anzahl Druckfehler enthält, die nur z. T. unschwer verbessert werden können, z. T. aber zu Verwirrungen Anlaß geben können, vergl. z. B. Tamari statt Tacuarí, Cerui statt Chuy, Sefrino d'Acosta statt Ceferino A. Costa, Beretschi (sprachlich unmöglich) statt Berachi.

Diese Ansicht ist nun nichts weiter als die Bestätigung der zuerst von I. C. WHITE[1] aus den Staaten São Paulo und Rio Grande do Sul und dann von mir[2] aus Uruguay mitgeteilten Beobachtung vom Transgredieren der São Bento-Schichten (hangende Abteilung der Santa Catharina-Formation) über die Passa-Dois- und Tubarão-Sedimente. Die genannte Lagerung zeigt sich, wie ich l. c. auseinandersetzte, mit Deutlichkeit längs der von Montevideo in nördlicher Richtung zur brasilischen Grenze bei dem Orte Rivera führenden Bahnlinie.

Drei weitere Beispiele für Transgression der São Bento-Schichten lernte ich bei Gelegenheit späterer Reisen kennen. Die erste unternahm ich zur Untersuchung der Kupferlagerstätten von Seibal im Staate Rio Grande do Sul (worüber an anderer Stelle berichtet werden soll), durch die zweite lernte ich das Gebiet zwischen Minas und Nico Pérez im östlichen Uruguay[3] und durch die dritte ein Vorkommen nahe dem La Plata-Strome kennen.

Die erstgenannte Örtlichkeit befindet sich, wenn ich mich auf das Blatt 98 des STIELER'schen Atlasses beziehe, südwestlich von dem Orte Caçapava, nördlich des „C“ vom Worte Camaquam, d. h. auf der konkaven Seite jenes oben genannten, das Ausstreichen der Santa Catharina-Formation in Rio Grande bezeichnenden Streifens von Kohlenvorkommen, also dort, wo der kristalline Untergrund jener jüngeren Bedeckung zu Tage ansteht. Dieses alte Fundament, das bei Seibal u. a. aus Graniten, Porphyriten und Tuffen besteht, wird überlagert durch eine Decke vom Alter der São Bento-Schichten, die aus dem eigentlichen Gebiete der „Gondwana-Formation“ im W des genannten „Kohlenbogens“ über das Grundgebirge hinübergreift. Der Zusammenhang erklärt sich auf einer Eisenbahnfahrt vom Hafen Rio Grande über Candiota (s. o.) und Bagé nach São Gabriel. Schon vom Zuge aus beobachtet man zwischen Candiota und Bagé die Unterlagerung der permo-mesozoischen Sandsteine und bituminösen Schiefer durch gneisähnliches Gestein, auf denen das letztgenannte Städtchen sich erhebt und die an unserer Bahnlinie jenseits Bagé noch 20—30 km weit anstehen. Nun schneiden wir die in ihren höheren Teilen aus Sandsteinen bestehende — wie man schon von weitem an ihrer Form erkennt — Serra de Santa Tecla und erreichen beim Orte São Sebastião[4] mit 380 m den höchsten Punkt des ganzen südlichen Rio Grande do Sul. Wir dürfen also bei horizontaler

[1] l. c. p. 213.

[2] l. c. p. 595.

[3] Zur Orientierung über die uruguayischen Lokalitäten vergl. die Übersichtskarte (im Maßstabe 1 : 5 500 000) bei C. GUILLEMAIN l. c., zu jener der brasilischen einen Handatlas wie den STIELER'schen.

[4] Ungefähr beim „a“ des Wortes Cochilha (grande) der angegebenen Karte.

Lagerung der São-Bento-Schichten erwarten, auf die hangenden Teile dieses Komplexes zu stoßen.

Dieser setzt sich nach White von oben nach unten aus folgenden Bildungen zusammen:

Serra Geral-Eruptivgesteine
São Bento-Sandsteine
Rio do Rasto-Schichten.

In der Tat beobachten wir nahe dem letztgenannten Orte die jüngste dieser Schichten, und zwar in einer interessanten Ausbildungsweise.

In meiner obengenannten Arbeit wies ich auf ein wichtiges Vorkommen aus den Serra Geral-Eruptivgesteinen des nördlichen Uruguay hin, das die allseits bekannten Achat- und Chalcedonmandeln anstehend und nicht, wie bislang ausschließlich beobachtet [1], auf sekundärer Lagerstätte zeigt. Bei S. Sebastião stiegen nämlich die Lösungen von Kieselsäure im Gefolge von oder gleich nach der Effusion der Serra Geral-Gesteine in derartiger Menge an die Oberfläche, daß sie schichtbildend auftreten. So sehen wir bald nach dem Verlassen der genannten Bahnstation, wie am Wege gegen Lavras die Oberfläche aus einem gelblich-rötlichen Gestein gebildet wird, das aus einem Haufwerk wirrer löcheriger konkretionärer, aus konzentrischen Lagen aufgebauter Kieselsubstanz besteht. Bei der Aufarbeitung des knollig-wulstigen Gesteines bleiben kugelige Gebilde übrig, die in Tausenden von Exemplaren die Oberfläche bedecken. Sie zeigen im Innern häufig kleine Drusen von Bergkristall.

Die Mächtigkeit dieser Decke beträgt oft nicht mehr als 10—20 cm, so daß man schon in kleinen Gräben am Wege ihre Auflagerung auf dem Grundgebirge — das hier aus Graniten und kristallinen Schiefern besteht — beobachten kann. Weiter in nordöstlicher Richtung verschwindet jene Bedeckung, da das Gelände sich nun zu dem Stromgebiete des Camaquam hinabsenkt. Jenseits desselben — in der Gegend von Seibal und Caçapava — tritt uns wieder jene jüngere Überdeckung entgegen, die wir mit Sicherheit als Fortsetzung jener Bildungen von São Sebastião ansehen und als im Alter diesen nahestehend ansprechen dürfen. Dies ergibt sich aus folgenden Feststellungen.

Wie bei S. Sebastião, so ist auch im Gebiete von Seibal die Mächtigkeit der Sedimentdecke nicht bedeutend: sie beträgt, wenn man das mit durchschnittlich 3—4° nach O gerichtete Fallen berücksichtigt, nicht mehr als 6—8 m. Der Schichtenkomplex setzt sich zusammen aus 2—3 m eines groben Konglomerates im Liegenden und 4—5 m Mandelstein im Hangenden. Ersteres ist ein durch rotes eisenschüssiges Bindemittel zusammengehaltenes

[1] C. Guillemain, l. c. p. 218.

Haufwerk grober bis fast kopfgroßer Brocken, die aus dem Material des Grundgebirges bestehen (Granit, Quarz, Porphyrit), während der grobschlackig aussehende Mandelstein, dessen Dampfporen z. T. mit zeolithischer Substanz gefüllt sind, ganz dem von mir l. c. pag. 583 aus Uruguay beschriebenen Gestein entspricht.

Daß diese beiden Horizonte stratigraphisch an die Grenze des São Bento-Sandsteins und der Serra Geral-Eruptivgesteine zu stellen sind, scheint mir sicher[1]. Gestützt wird diese Ansicht dadurch, daß bei Caçapava — wie ich aus einem Gutachten über die dortige Kupfermine Santa Bárbara entnehme — die das Grundgebirge verhüllende Sedimentdecke nicht nur aus Konglomeraten, sondern auch aus „Sandsteinen“ besteht. Und warum treten hier Sandsteine auf? Weil wir uns bei Caçapava näher jenem den Rand der „Gondwana-Formation“ bezeichnenden „Kohlenbogen“ (s. p. 399) befinden, also gewärtig sein dürfen, hier auf ältere Glieder der Transgressionsdecke zu stoßen. Es zeigt sich jedoch an anderen Vorkommen, daß die Transgression des São Bento-Sandsteins über Passa Dois- und Tubarão-Schichten hinweg einen weit größeren Betrag erreicht, als er nach dem geschilderten brasilischen Vorkommen scheinen könnte. Während hier die Weite der Transgression nicht mehr als schätzungsweise 30—40 km ausmacht, erreicht sie bei den beiden gleich zu schildernden Vorkommen im östlichen Uruguay den Wert von rund 100 bezw. 220 km. Diese Zahlen sind insofern nur annähernd richtig, als man noch nicht genau den südlichen Rand der unteren Santa Catharina-Formation, d. h. der Passa Dois- und Tubarão-Schichten auf der Karte festlegen kann. Im obersten Muerto-Tal[2] wurden noch bituminöse Tonschiefer erbohrt, wie C. Guillemain l. c. angibt, und an der Bahnstrecke zwischen hier und der Station Santa Clara stehen noch Konglomerate, nach Guillemain vom Alter der Tubarão-Schichten, an, während die Umgebung der genannten Station von jüngerer Bedeckung frei ist und das kristalline Grundgebirge anstehend zeigt. Dasselbe hält, wenn man nach S vordringt, bis in die Nähe des Arroyo (Bach) Barriga Negra[3] an. Auf der konkaven Seite des Knies, das dieser Bach bildet, legt sich ein isoliertes, schätzungsweise 5—6 qkm großes Vorkommen von São Bento-Schichten diskordant dem Grundgebirge auf.

Es besteht zu unterst aus grauen und gelblichen glimmerigen,

[1] Von einem paläontologischen Nachweis kann hier nirgends die Rede sein, da Fossilien — wie schon an anderer Stelle bemerkt — gänzlich zu fehlen scheinen.

[2] Derjenige Wasserlauf, der durch das „o“ vom Worte Cerro (Largo) der Guillemain'schen Karte geht.

[3] Auf der genannten Karte zwischen dem „i“ und „n“ des Wortes Minas (Departement) in nördlicher Richtung führend und dann nach O umbiegend.

z. T. tonigen Sandsteinschiefern und darüber aus feinkörnigen dunkelroten plattigen Sandsteinen mit schönen Wellenfurchen[1]. Gegen das Hangende zu schalten sich in dieses Gestein konglomeratische Bänkchen ein, die schließlich zu einem groben Konglomerate überleiten[2], das in klotzigen Bänken abgesondert ist. Bemerkenswert ist, daß ich in nächster Nähe der Estancia (Landgut) Vidal, die nach der Landessitte auf einer Anhöhe errichtet ist, im Hangenden des groben Konglomerates mehrere lose Blöcke eines Mandelsteines mit grobschlackigem Gefüge fand, die vermutlich beim Fundamentieren jenes neu errichteten Gebäudes ausgehoben wurden[3].

Daß man es hier mit einem Vorkommen von São Bento-Schichten zu tun hat, ist außer Zweifel, auch wenn wieder der paläontologische Nachweis fehlt. Hinsichtlich der Mächtigkeit der Schichten hat man sich daran zu erinnern, daß sie — was ohne weiteres verständlich ist — nach den Rändern der permo-mesozoischen Decke abnimmt. So konnte ich l. c. zeigen, wie im uruguayischen Departamento Tacuarembó der Sandstein eine sehr geringe Mächtigkeit besitzt. Leider sind unsere Kenntnisse über die Stratigraphie gerade der São Bento-Schichten, soweit sie auf uruguayisches Gebiet fallen, noch sehr gering, den auch C. Guillemain sagt l. c. hierüber nichts aus. Soviel ist aber nach dem Gesagten sicher, daß deckenförmige Ergüsse von Mandelstein vom Alter der Serra Geral-Schichten im südlichen Brasilien und in Uruguay im Hangenden von groben Konglomeraten und darunter befindlichen dunkelroten Sandsteinen liegen. Wo jene Mandelsteine fehlen, da befinden wir uns hinsichtlich der Horizontierung bei dem allgemeinen Fossilmangel um so mehr dann im unklaren, wenn es sich um ein gänzlich isoliertes Auftreten von Gondwana-Sedimenten handelt. Wir können dann, da Sandsteine und Tonschiefer sowohl in den Äquivalenten der Tubarão- und Passa Dois-Schichten, als auch in den São Bento-Schichten auftreten, bei dem augenblicklichen Stande der Kenntnis der regionalen wie stratigraphischen Geologie des Landes nicht einmal sagen, ob wir uns in dieser oder jener Formationsabteilung befinden, sondern sind auf Vermutungen angewiesen.

---

[1] Vergl. K. Walther, l. c. p. 587. Die teilweise über 1 qm großen Wellenfurchenplatten fanden ausgedehnte Anwendung in der gleich zu nennenden Estancia.

[2] Die Brocken sind z. T. über kopfgroß und bestehen aus Zerstörungsprodukten des Grundgebirges, u. a. vielfach aus marmorartigen Kalken, die in der Gegend anstehen.

[3] Eine Verschleppung des Gesteins nach der ganz einsam gelegenen Estancia ist ganz ausgeschlossen, auch würde es wegen seines porösen Gefüges nirgends anwendbar sein.

Nichtsdestoweniger erweckt das dritte und letzte der hier zu besprechenden Vorkommen insofern ein besonderes Interesse, als es uns die unerwartet große Ausdehnung sedimentärer Glieder [1] der Gondwana-Formation nach Süden zeigt [2].

Wenn man von Montevideo mit der Bahn in östlicher Richtung nach Maldonado fährt [3], so kommt man unweit der Grenze der beiden Departamentos Canelones und Maldonado an eine Station namens Fiedras de Afilar. Der Name dieser Ansiedlung (zu deutsch Schleifstein, Wetzstein) deutet auf ein Gesteinsvorkommen hin, das man nach seiner Lage im Süden des Landes dem archäisch-altpaläozoischen Grundgebirge zuweisen möchte, zumal da auch eine flüchtige Betrachtung des zum Pflastern verwendeten Gesteins ein Material zeigt, das den von mir aus der Umgebung von Montevideo beschriebenen Quarziten [4] nicht unähnlich ist. Ein näheres Studium des in einem Bruche aufgeschlossenen Gesteins lehrt sofort, daß man es mit Sandsteinen vom Alter der Santa Catharina-Formation zu tun hat, die überlagert werden von dunklen teilweise schwach violett gefärbten Tonschiefern. Diese sind an einer Stelle von kugelig abgesonderten Eruptivmassen stark basischen Charakters durchbrochen, ein Vorgang, der zur Bildung hornfelsartiger Kontaktprodukte [5] Anlaß gegeben hat. Die Schichten zeigen bei einem Streichen von NW—SO südwestliches Fallen, und zwar unter auffallend großem Winkel [6].

[1] Daß eruptive Glieder dieses Alters sich noch bei Montevideo finden, erwähnte ich in meinem Vortrag über das kristalline Grundgebirge bei Montevideo. (Zeitschr. deutsch. geol. Ges. 1911, Monatsber. p. 95.)

[2] C. Guillemain weist in seinem Aufsatze: Der erste Versuch einer geologischen Karte von Uruguay (Petermann's Mitt. 1910. II. p. 306) schon auf das gleich zu besprechende Vorkommen von Gondwana-Schichten östlich Montevideo hin und vergleicht die dort auftretenden Sandsteine petrographich mit solchen aus der Gegend von Melo. Bindeglieder zwischen dem nördlichen und dem südlichen Vorkommen vermutet er an der Ostküste des Landes.

[3] Die Bahnlinie reichte vor kurzem (s. Karte bei C. Guillemain) nicht so weit, sondern nur bis zu einem Orte namens La Sierra.

[4] l. c. p. 97.

[5] Die petrographische Beschreibung dieser Gesteine soll später folgen.

[6] Daß die Gondwana-Decke durch Verwerfungen zerstückelt werde, woraus ein schollenförmiger Bau dieser Gebiete sich ableite, vermutete ich schon an anderer Stelle (Permo-triass. Sandsteine etc. p. 589). Zahlreiche Beobachtungen sowohl in Uruguay als in Brasilien bestätigen mich in dieser Ansicht, im Gegensatze zu derjenigen C. Guillemain's (Zur Geologie Uruguays. p. 209 u. 220), der nur von „einigen wenigen lokalen Störungen“ und wesentlich einheitlicher flacher Lagerung spricht. Über das Alter der Störungen läßt sich noch nichts sagen. J. C. White vermutet (l. c. p. 219), daß sie im Zusammenhange mit dem Ausbruche der Serra Geral-Eruptivgesteine entstanden sind.

Hinsichtlich der petrographischen Beschaffenheit der Schichten ist aufmerksam zu machen auf ihre starke sekundäre Verhärtung, derzufolge die Tonschiefer stellenweise fast ihre Schichtung oder Schieferung verlieren und die weißlichen und rötlichen Sandsteine durchaus massigen quarzitischen Charakter annehmen. C. Guillemain spricht l. c. von einer Silifizierung; das würde im Einklang stehen mit dem Empordringen jener großen Massen von Kieselsäure, wofür oben ein besonders charakteristisches Beispiel gegeben wurde.

Über das Alter der Schichten von Piedras de Afilar innerhalb der Santa Catharina-Formation läßt sich leider bis jetzt aus den oben angeführten Gründen nichts Genaues sagen. Man darf jedoch nach Analogie mit den andern beiden oben beschriebenen Vorkommen transgredierender Lagerung wohl annehmen, daß es sich auch hier um Glieder der São Bento-Schichten handelt.

Im Zusammenhange mit diesen Transgressionen sei an das erinnert, was I. C. White über die Grenze zwischen São Bento- und Passa Dois-Schichten sagt. Er äußert sich l. c. pag. 197 folgendermaßen:

„The contact of the lowest member of the series (sc. of São Bento); namely, the Rio do Rasto Red Beds, with the underlying Rocinha limestone or top of the certainly Carboniferous rocks (Passa Dois- und Tubarão-Schichten), has been seen by the writer at only one point in Brazil, and that is on Rio Rocinha, near Minas, in Santa Catharina.

There a reddisch and rather massive sandstone rests uncomformably upon the limestone in question, but in the limited distance, 50—75 meters, along which the line of contact is visible, it was not possible to deter mine wether the unconformity is merely local, such as must always exist to a greater or less extent at the line of contact between formations having such different methods of origin as limestone and sandstone, or whether it is a case of general unconformity and represents a long time break, the writer is unable to state.

The fact however that there is such a great change in the character of the sediments, together with the appearance of a type of fossil reptile[1], which Dr. A. S. Woodward, of the British Museum, regards as closely related to Triassic forms, would argue that although there is no apparent unconformity in the dip of the rocks between the two series, (Passa Dois and São Bento), yet there is most probably a real time break and genuine unconformity."

Wenn ich weiter daran erinnere, daß die Hauptverbreitung der São Bento-Schichten in die nordwestlichen Departamentos[2] Artigas, Salto, Paysandú und Teile von Tacuarembó und Rivera

---

[1] S. hierzu K. Walther, Permo-triassische Sandsteine. p. 596, Fußnote 1.

[2] Guillemain, l. c. p. 216.

fällt, und daß wir im obigen gesehen haben, wie die betr. Schichten über das Dep. Minas bis zum La Plata übergreifen ... dann erscheint es mir sehr naheliegend, daß São Bento- und Passa Dois-Schichten in der Tat, wie ich schon l. c. pag. 591 als möglich hinstellte, durch eine Diskordanz geschieden werden, so daß also der hangende Schichtkomplex der Santa Catharina-Formation ein posttriadisches Alter besitzen würde[1].

Ueber die Giltigkeit des biogenetischen Grundgesetzes bei den Foraminiferen.

Von **Richard Schubert**, Wien.

Im Jahre 1895 veröffentlichte L. Rhumbler in den Nachrichten der Kgl. Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen den „Entwurf eines natürlichen Systems der Thalamophoren". In den allgemeinen Vorbemerkungen zu diesem bezw. bei Erörterung der Kriterien stellt er als eine der wesentlichsten Gründe der Fortentwicklung bei den Foraminiferen (Thalamophoren) das Streben nach höherer Festigkeit hin. Da nun die Mischformen (d. i. diejenigen, bei denen die Endkammern anders angeordnet sind als die Anfangskammern) bei gewissen Gruppen anscheinend weniger fest angeordnete Endkammern besitzen, kam Rhumbler zu dem Schlusse, eine auf die Ausbildung weniger fester Gehäuse gerichtete Entwicklung sei nicht denkbar, das biogenetische Grundgesetz müsse daher bei den Foraminiferen umgekehrt gelten. Mischformen seien also Übergangsformen zwischen verschiedenen Gattungen, aber die Ausgangsform sei nicht an den Anfangskammern zu erkennen, wie das nach dem biogenetischen Gesetze geschlossen werden müßte, sondern an den Endkammern; die Veränderungen sollen sich im Laufe der Entwicklung zuerst nicht an den End-, sondern an den Anfangskammern einstellen.

Diese Ansicht Rhumbler's fand begreiflicherweise wenig Anklang. Da erschien 16 Jahre nach Veröffentlichung dieses Entwurfes von ebendiesem Autor vor kurzem (1911) in Kiel der erste Teil einer umfassenden Arbeit über die Foraminiferen der Plankton-Expedition, in welcher „der bereits 1895 veröffentlichte Entwurf eines natürlichen Systems der Thalamophoren zur näheren Ausarbeitung gelangt ist". Schon in diesem ersten allgemeinen Teile

[1] Es wäre also vorsichtiger gewesen, wenn ich in meiner Publikation von permo-mesozoischen Sandsteinen gesprochen hätte. Ob, wie Guillemain l. c. p. 220 sagt, es „festzustehen scheine, daß sie (die Gondwana-Schichten) vom Carbon aus sich im allgemeinen ungestört bis in die Gegenwart fortsetzen, vielleicht nur unterbrochen durch eine längere Periode der Abrasion", ist noch unbewiesen.

ist eine sehr große Anzahl wertvoller Beobachtungen über Bau und Leben der Foraminiferen niedergelegt, welche diese Arbeit besonders auch für den Paläontologen wertvoll erscheinen lassen, dem nicht so reiches rezentes Vergleichs- und Beobachtungsmaterial zu Gebote steht. Um so mehr ist es aber zu bedauern, daß Rhumbler auch in dieser Arbeit sich entschieden gegen die allgemeine Giltigkeit des biogenetischen Grundgesetzes bei den Foraminiferen ausspricht. Freilich hat er seine Ansicht nun dahin modifiziert, daß „das Primordialende biformer Schalen nur in Sachen ‚Festigkeit' dem Wachstumsende in seiner Entwicklungshöhe vorauf ist, in anderen Beziehungen aber nicht. Die phylogenetisch abfallende Schalenontogenie dokumentiert sich mit anderen Worten nur in Festigkeitsfaktoren" (p. 42). Er erkennt nun nicht nur wie früher die Entwicklung von *Orbulina* aus Globigerinen an, sondern sieht auch in den *Pulvinulina*-artigen Anfangskammern mancher Globigerinen, z. B. *Gl. triloba* einen Hinweis auf die Abstammung derselben von rotalidenartigen Formen, faßt auch die aus einer *Psammosphaera* sich entwickelnde *Saccammina* als spätere und *Psammosphaera* als primitivere Form auf. Ebenso erkennt er in *Reophax*-Formen mit ungekammertem röhrenförmigem Primordialende und einem perlschnurartig abgekammerten Wachstumsende die Giltigkeit des biogenetischen Grundgesetzes in normaler Reihenfolge an, weil, wie auch er zugestehen muß, die Kammerung sich phylogenetisch ganz zweifellos aus ungekammerten Röhren entwickelte. Wie sehr er aber von seiner unglücklichen Festigkeitshypothese befangen ist, beweist er gleich wieder bei Erklärung dieser Erscheinung (p. 40), wenn er sagt: „Da der Röhrenaufbau fester ist als die (durch Einführung eines periodischen Wachstums entstandene) perlschnurartige Kammerung mit ihren Zerbrechungsgefahr bedingenden Einschnürungen, hat er sich am festigkeitsbedürftigeren Primordialende erhalten."

Herr Rhumbler scheint hier ganz den Widerspruch zu übersehen: alle Formen streben seiner Ansicht nach zu festeren Anordnungen und die Festigkeitsbestrebungen bilden nach ihm die hauptsächlichsten Antriebe der Formenentwicklung. Und doch sehen wir bei allen sowohl geraden wie plano- und trochospiralen Formen schon seit geologisch sehr alten bekannten Zeiten ein Streben nach Entwicklung der röhrenförmigen zu gekammerten Schalen und bei allen diesen Typen auch in der Jetztzeit noch perlschnurartig gekammerte Formen erhalten. Ja gerade bei den völlig oder fast ganz gestreckten *Reophax* verschwinden die mit angeblich festerem, weil ungegliederten Anfangsende versehenen Gehäuse gegenüber den ganz perlschnurartigen. Dies läßt schon erkennen, daß der Festigkeitsauslese im Rhumbler'schen Sinne ganz und gar nicht die Bedeutung zukommt, wie er meint.

Eigenartig sind die Tatsachen, die Rhumbler 1911 zur Stütze seiner Ansichten heranzieht. Es sind nach ihm p. 33 und 34 folgende vier:

1. Daß die in der Trias vorkommende *Nodobacularia (Nubecularia) tibia* nodosarienartig sei, die im Lias vorkommenden verwandten Formen dagegen Ophthalmidien, die am Primordialende spiral, am Wachstumsende nodosaroid seien, „lasse keinen Zweifel aufkommen, daß beim Übergang von *Nubecularia* zu *Spiroloculina* zuerst nur das Primordialende aufgewunden wurde". Die Beweiskraft dieser ersten „Tatsache" wird hinfällig, wenn man bedenkt, daß die erwähnte *Nodobacularia tibia* (wie Verf. schon aus Chapman's „Foraminifera" 1902 hätte ersehen können) irrtümlich als aus triadischen Schichten beschrieben wurde, in Wirklichkeit auch aus dem Lias stammt. Und wenn man die Originalabbildung von Jones und Parker von 1860 betrachtet, kann kein Zweifel daran bestehen, daß diese liassische *Nodobacularia tibia* auf zwei nodosarienartige Bruchstücke von Endkammern gegründet ist.

2. Es gebe biforme Foraminiferen, die an ihrem Primordialende eine Ausgestaltung besitzen, welche in uniformer Durchführung sonst überhaupt nicht wieder angetroffen werde, während ihr Wachstumsende sich leicht an die Gestaltungsform benachbarter Arten anschließen lasse, z. B. *Ehrenbergina* und *Psammonyx*. Erstere wird als zweireihige *Textularia* gedeutet, die von der Breitseite aus am Primordialende spiral eingerollt sei. Weil nun ganz eingerollte Textularien nicht bekannt sind, so wird hier der Beginn einer neuen Schalenkonstruktion an den Anfangskammern angenommen. Nun gehört aber *Ehrenbergina* nach der Schalenbeschaffenheit und vor allem nach der Ausbildung der Mündung vielmehr in die Verwandtschaft der Buliminiden und Cassidulinen, wo kompliziert eingerollte Formen nicht selten sind, als zu den Textularien, und werden bei dieser Gattung wie bei dem noch wenig bekannten *Psammonyx* neue Funde wohl sicher mancherlei Aufklärung bringen.

3. Es gebe unter den Foraminiferen keinen komplizierten Aufwindungs- oder Anordnungsmodus der Kammern, der nicht durch biforme Arten mit einer weniger komplizierten Reihe in Zusammenhang gebracht werden könnte. Es gebe aber keine Formen, welche zwei Aufwindungsweisen in sich vereinigen und welche somit Übergänge darstellen, die nicht den höheren Aufwindungsmodus am Primordialende, den niederen am Wachstumsende trügen. Hierbei ist unter „höher" nach Rhumbler (p. 32) stets „fester" zu verstehen.

Diese als Stütze herbeigezogene Behauptung ist gleichfalls unrichtig, denn ohne auf die zahlreichen Fälle einzugehen, wo die Anfangskammern mir entschieden weniger „fest" angeordnet scheinen, will ich nur zwei Fälle erwähnen, wo wir zwei An-

ordnungsarten der Kammern bald am Anfang, bald am Ende des Gehäuses beobachten können, nämlich bei *Amphimorphina* (= anfangs *Frondicularia*-, dann *Nodosaria*-artig) und *Staffia* (= anfangs *Nodosaria*-, dann *Frondicularia*-artig), sowie bei *Flabellinella* (= anfangs *Vaginulina*-, dann *Frondicularia*-artig) und *Frondovaginulina* (= anfangs *Frondicularia*-, dann *Vaginulina*-artig). Diese lassen so deutlich, als es wünschenswert scheint, erkennen, daß die Fortbildung der Foraminiferen auch bei den in der Tiefe lebenden verschiedenen Gefahren ausgesetzten Formen ganz und gar nicht nur auf Grund von Festigkeitsbestrebungen erfolgt sein kann.

4. Die höchstentwickelten Foraminiferen, die ganze Familie der Rotaliden nämlich, aber auch die höchststehenden Spitzen anderer Familien, der Milioliden z. B., sollen keine biformen Arten mehr zur Ausbildung bringen. Auch dies ist nicht wahr, denn unter Rhumbler's Rotaliden erinnere ich nur an *Planorbulina* und *Gypsina*, deren Anfangskammern im Gegensatz zu den überwiegend scheibenförmig oder kugelig zyklisch angeordneten Kämmerchen deutlich noch spiral angeordnet sind und so auf völlig spirale Ahnen hindeuten: abgesehen von den schon erwähnten Globigeriniden lassen auch manche Polystomellen einreihige, gerade abstehende Endkammern erkennen, manche Polystomellen besitzen auch noch primitiv ausgebildete Anfangskammern, bei *Heterostegina* ist die noch nicht sekundär erfolgte Unterteilung also *Operculina*-artige Ausbildung der Anfangskammern häufig, die Anfangskammern der Operculinen umfassen einander noch häufig nummulitenartig, die *Heterostegina*-Ausbildung mancher *Cycloclypeus*-Formen (*Heteroclypeus*) ist geradezu auffällig. Auch bei den höchstentwickelten Milioliden, z. B. den trematophoren Formen, lassen die Anfangskammern noch häufig primitivere Merkmale erkennen und die Unrichtigkeit auch dieser letzten Behauptung ließe sich noch an einer weit größeren Anzahl von Fällen nachweisen.

Und gleichwohl glaubt Rhumbler nach Diskussion dieser vier Punkte, man sei „hiernach zu dem Schlusse geradezu gezwungen, daß die Weiterbildung der Schalenkonstruktion, bei den Foraminiferen im geraden Gegensatz zu dem biogenetischen Grundgesetz, in dem frühesten Jugendstadium anhebt und sich erst von diesem aus auf die späteren Altersstadien ausbreitet!“ (p. 35).

Weiterhin wendet sich dann Rhumbler u. a. gegen einige der bisherigen Versuche, die Verwandtschaftsverhältnisse auf Grund des biogenetischen Gesetzes zu klären, nämlich gegen die von Carpenter, Guppy und mir und die gegen mich gerichteten Ausführungen möchte ich hier etwas ausführlicher besprechen.

Zunächst spricht er die Vermutung aus, ich habe meine von seinem Entwurfe abweichenden Stammreihen nur in Unkenntnis dieses seines Entwurfes aufgestellt; daß dies nicht der Fall ist, kann er aus meiner schon in den Sitzungsberichten des „Lotos“

in Prag von 1900 veröffentlichten Studie über die Foraminiferenfauna des nordmährischen Miocäntegels ersehen, wo ich schon gegen seine Prinzipien (p. 40) mich aussprach. Doch Herr Rhumbler kennt weder diese Arbeit noch anscheinend außer der 1902 veröffentlichten Textularienstudie überhaupt eine andere meiner Arbeiten.

Er meint dann, man könne mir darin vielleicht zustimmen, daß der Name *Textularia* im heutigen Sinne keine einheitliche Gattung bedeutet, sondern eine rein morphologische Bezeichnung für äußerlich gleichartige Stadien mehrerer Entwicklungsrichtungen, aber man werde doch davor zurückscheuen, wenn ich der Ausbildung der ersten Kammern zuliebe, die ich als „Ahnenrest“ bezeichne, weil sie dem biogenetischen Grundgesetz entsprechend frühere Ahnenstufen vorführen, *Spiroplecta (Pseudotextularia) americana* mit pelagisch lebenden Formen, wie Globigerinen in Verwandtschaftsbeziehungen setze und *Spiroplecta* dann zu *Textularia* werden lasse; wenn ein anderer Zweig der Spiroplecten sich zu Lingulinen entwickelt haben soll und auch *Frondicularia* mit Spiroplecten in phylogenetische Beziehung gebracht wird.

Als Gründe für ein solches „Zurückscheuen“ werden paläontologische Dissonanzen mit dem geologischen Alter der aneinander gereihten Genera angegeben und die Unwahrscheinlichkeit, daß es Entwicklungsrichtungen geben sollte, die wie die vorgenannten in unverkennbarer Weise von einem festeren zu einem weniger festen Bauplan führen, wodurch die Leistungsfähigkeit der Schale als Schutzorgan herabsinken würde. Meine, sowie Guppy's Anschauungen zeigen nach H. Rhumbler's Meinung nur in sehr lehrreicher Weise, daß man zu unwahrscheinlichen oder unmöglichen Stammreihen gelange, wenn man das biogenetische Grundgesetz in seiner sonst geltenden Form auch für den Konstruktionsplan der Foraminiferen in Geltung setze; man gelange dann allwärts zu Widersprüchen mit den fossilen Befunden.

Solche Widersprüche bestehen nun allerdings, wenn man annimmt, jede Anordnungsform der Foraminiferen („Gattung“) sei nur einmal entstanden. Daß dies aber unmöglich ist, erhellt aus folgender Übersicht, denn wir kennen Mischformen

mit nodosarienartigen Endkammern und
Bolivina-Anfangskammern = *Bifarina*,
Uvigerina- „ = *Sagrina*,
Polymorphina- „ = *Dimorphina*,
Frondicularia- „ = *Amphimorphina* und
Cristellaria- „ = *Amphicoryne*,

mit *Lingulina*-artigen Endkammern und
Cristellaria-Anfangskammern = *Lingulinopsis*,
Spiroplecta- „ = *Trigenerina* und
Textularia- „ = *Schizophora*,

mit *Frondicularia*-artigen Endkammern und
Cristellaria-Anfangskammern = *Flabellina*,
Vaginulina- „ = *Flabellinella*,
Nodosaria- „ = *Staffia* und
Biserialen „ = *Plectofrondicularia*.

Da auch Herr Rhumbler die Mischformen als Übergangsformen deutet, ist klar, daß zumindest einige Foraminiferengattungen ganz heterogener Entstehung sind. Allerdings dreht Herr Rhumbler die Entwicklungsrichtungen gerade um, und zwar auf Grund der oben erwähnten vier „Tatsachen“, deren mangelnde Beweiskraft ich im vorstehenden dargelegt habe.

Daß meine Auffassung nicht die geringsten „paläontologischen Dissonanzen“ aufweist, ergibt eine genaue Betrachtung der geologischen Vorkommen der einzelnen Typen. Foraminiferen mit Frondicularienbau finden wir schon im Perm (nicht erst in der Trias, wie Rhumbler meint), aus Cristellarien entwickelten sich solche im Jura, aus Vaginulinen in der Kreide, aus Nodosarien und flachen Polymorphinen? im Tertiär. Lingulinenartig gebaute Foraminiferen sind schon aus dem Perm bekannt (nicht erst vom Lias an, wie Rhumbler meint), solche entwickelten sich aber auch später noch in der Kreide, vielleicht auch im Tertiär aus Cristellarien, im Tertiär auch aus Textularien und Spiroplecten. Ebenso treffen wir nodosarienartige Formen nicht nur im Paläozoicum, sondern sehen solche im Meso- und Kaenozoicum sich aus verschieden gebauten Schalen entwickeln, wobei bemerkt sein mag, daß Uvigerinen und Sagrinen schon aus der Kreide bekannt sind und nicht erst aus dem Tertiär, wie Rhumbler angibt, der seine paläontologischen Daten vornehmlich aus dem ja in vieler Beziehung großartigen, aber gerade bezüglich pläontologischer Nachweise in den 28 Jahren begreiflicherweise veralteten Challengerbericht von H. B. Brady geschöpft zu haben scheint.

Meine bereits früher dargelegten Verwandtschaftsverhältnisse von *Textularia*, der Clavulinen, Imperforaten etc. habe ich hier nicht weiter erörtert, da ich ja die so komplizierten stammesgeschichtlichen Verhältnisse der Foraminiferen, soweit sie derzeit bekannt sind, in kurzer Zeit eingehend darlegen zu können hoffe. Ich möchte hier nur noch betonen, daß ich auch bezüglich der Textulariden keinerlei „paläontologische Dissonanzen“ sehe: wohl kennen wir schon aus dem Carbon Foraminiferen mit Textularienbau und einfacher oder cribrostomer Mündung, sehen aber auch die Entwicklung analog „biserial“ gebauter Formen aus triserialen *(Gaudryina)*, planospiralen *(Spiroplecta)* und rotaloiden *(Pseudotextularia)* Foraminiferen während des jüngeren Mesozoicums. Da nun auch Rhumbler, wie oben erwähnt wurde, manche Globigerinen infolge des *Pulvinulina*-artigen Ahnenrestes als von Rotaliden stammend ansieht, kann ich nicht verstehen, weshalb meine 1902 (p. 82) gemachte Äußerung, die pelagischen Pseudotextularien seien

„mit *Globigerina* näher verwandt als mit *Spiroplecta*“, d. i. mit jener textularienartig gebauten Foraminifere, die sich aus Haplophragmien entwickelte, unrichtig sein soll.

Daß sich die „Entwicklungsrichtungen“ der Foraminiferen ungezwungener als durch die Festigkeitsauslese großenteils lediglich durch Änderungen in der Plasmabeschaffenheit und Plasmazunahme erklären lassen, habe ich schon in meiner Arbeit über die „fossilen Foraminiferen des Bismarckarchipels“ (Abh. k. k. geol. Reichsanst. 1911) ausführlich dargelegt, worauf ich hier verweisen muß. Wohl sind manche Änderungen im Schalenbaue nur vorübergehend gewesen, zahlreiche andere aber wurden durch Vererbung gefestigt, wie die so reichhaltige fossile Formenwelt zeigt. Daß manche der so gebildeten Formen weniger fest scheinen, gebe ich gern zu, aber anderseits wurde in vielen Fällen durch verschiedentliche Versteifungen, auch durch Vielkernigkeit die so verringerte Festigkeit wieder verstärkt oder kompensiert. Wie geringen Einblick wir trotz aller bisherigen mechanistischen Versuche in die Festigkeitsverhältnisse der Foraminiferen oder über das Wirken einer Festigkeitsauslese besitzen, scheint mir klar aus der Betrachtung des geologischen Vorkommens mancher Gruppen hervorzugehen. Der angeblich und auch anscheinend zerbrechlichste Typus, z. B. *Nodosaria*, der sich nach Rhumbler, um dieser Zerbrechlichkeit zu entgehen, zu den verschiedensten geologischen Zeiten in verschiedentlich spirale und geknäuelte Formen umwandelte — in Wirklichkeit sich aus diesen entwickelte —, hat sich trotzdem seit den ältesten, paläontologisch bekannten Zeiten bis in die Gegenwart erhalten, ja zeigt gerade in den jüngsten Zeiten eine besonders reichliche Entfaltung.

Die Wirksamkeit einer solchen „Festigkeitsauslese“ ist doch so zweifelhaft, daß es unverständlich scheint, wie der Verfasser der so genauen Studien an Planktonforaminiferen dies noch nicht zu erkennen vermochte und wie er auf Grund einer solchen Hypothese die umgekehrte Giltigkeit des biogenetischen Grundgesetzes behaupten kann.

Nachschrift zur Erwiderung an Herrn W. Branca.

Von Hauptmann **W. Kranz** in Swinemünde.

Ich bedaure lebhaft, daß meine Erwiderung an Herrn Branca in der vorliegenden Form (dies. Centralbl. 1912. p. 85 f.) gedruckt wurde, mit mehreren Irrtümern und Druckfehlern. Eine letzte Korrektur hatte ich gewünscht, der Verlag hielt sie aber nicht mehr für möglich[1].

[1] Herr Hauptmann Kranz erhielt wie üblich eine Korrektur seiner Erwiderung. Der Wunsch nach einer 2. Korrektur wurde erst ausgesprochen, als die betreff. Nummer des Centralbl. schon im Druck war. Der Verlag.

Vor allem habe ich mich bei anderer Gelegenheit davon überzeugt, daß Herrn Branca persönliche Gereiztheit fern lag.

Auch sachlich stehen mir jetzt einige Anschauungen Branca's näher als früher:

Brisante Sprengungen[1] durchschlagen feste Körper, ohne daß irgendwelche Risse vorhanden zu sein brauchen; wir Pioniere benutzen das z. B. zur Zerstörung von Eisen und Holz. Da ich nun glaube, daß in der Natur ähnliche vulkanische Sprengstoffe vorkommen — insbesondere die Maarkanäle (Durchschlagsröhren, Pipes) zeigen brisante Entstehungsformen, während die Riesbildung meines Erachtens auf eine gewaltige Explosion verhältnismäßig schwach treibender Sprengmittel hinweist — so muß ich jetzt nach reiflicher Überlegung zugeben, daß brisante Detonationen[2] ohne Präexistenz von Spalten ihr Dach glatt durchschlagen können. Allerdings sind derartige Durchschlagungen nur auf verhältnismäßig kurze Entfernungen denkbar, denn bei größerer Gasmenge entsteht auch durch brisante Sprengstoffe statt des engen Kanals ein weiter Trichter. Man könnte sich nun vorstellen, daß in sehr gasreichem Magma unausgesetzt Gasblasen aufsteigen, detonieren und eine Röhre immer höher hinaufschlagen, vielleicht unter Zuhilfenahme von feinen Haarspalten, wie Branca schon früher vermutete. Wollte man aber annehmen, daß solche Herde aus den heißen Tiefen der Erde bis zum Ort ihrer brisanten Kraftäußerung in gleicher Weise emporgedrungen seien, dann müßte man, abgesehen von Aufschmelzungen, eine sehr große Zahl übereinander liegender, nur brisanter Explosionen voraussetzen, immer eine höher als die andere. Da scheint mir doch glaubhafter, daß auf den Wegen von der Tiefe herauf großenteils tektonische Auflockerung das Empordringen auch solcher Herde erleichtert hat, wie ich das z. B. vorläufig beim Urach—Kirchheimer Gebiet etwa in der Trias und im kristallinischen Grundgebirge annehme. Dort sind aber vor allem neue Aufnahmen mit feineren stratigraphischen Unterlagen erforderlich.

Auch der Sprengversuch, den ich inzwischen zur Klärung des Riesproblems ausführte[3], hat meine Anschauungen über die Beziehungen zwischen vulkanischen Explosionen und Spalten in Vulkangebieten beeinflußt. Während der betonierte Untergrund des ge-

[1] Über die Unterschiede zwischen brisanten und treibenden Sprengmitteln vergl. dies. Centralbl. 1910. p. 520. — B. Zschokke, Handbuch der militärischen Sprengtechnik 1911 (Leipzig, Veit & Co.). p. 48 ff. Tabelle p. 51. — Sprengvorschrift 1911 (Berlin, A. Bath). Ziff. 11, 23, 26.

[2] Zum Unterschied von „Explosionen" treibender Sprengmittel spricht man von „Detonationen" brisanter Sprengstoffe.

[3] Jahresber. u. Mitt. Oberrhein. geol. Ver. N. F. 2. 1. 1912. p. 60 bis 64. — Übrigens hat Branca schon früher (Vorries 1903) ähnlich wie ich, eine „große Explosion" angenommen, allerdings dazu eine Anzahl kleinere.

sprengten Riesmodells nur wenige Spalten aufwies und bei größerer Stärke sicher ganz ungestört geblieben wäre, zeigte das Deckgebirge des Modells nach der Sprengung zahlreiche und großenteils geradlinige Spalten und Täler. Es waren lauter echte Spalten, ohne Verwerfungen, und ich kann daher solche Risse in Vulkangebieten nicht mehr mit Vorliebe als präexistierende Wegweiser des Vulkanismus auffassen, sondern muß zugeben, daß sie ebensogut eine Folgeerscheinung von Explosionen sein können. Auch echte Verwerfungen, die in Beziehung zu vulkanischen Erscheinungen stehen, könnten vulkanisch bedingt sein, wenn nicht die nähere Untersuchung ergibt, daß sie in der Tektonik des Gebiets ihre Ursache haben; das läßt sich ja aber alles nur von Fall zu Fall beurteilen. Während man nicht mehr bezweifeln kann, daß der Vulkanismus im großen den Schwächezonen der Erdrinde folgt, bedürfen die Beziehungen zwischen den magmatischen und tektonischen Verhältnissen im einzelnen noch sehr der Klärung, selbst in den best bekannten Gebieten [1].

Neue Apparate und Beobachtungsmethoden.

Einfache Methode zur Bestimmung von Wärmetönungen bei Silikaten etc.

Von **Joh. Koenigsberger** in Freiburg i. B.

Mit 1 Textfigur.

Die Feststellung von Schmelzwärmen, Umwandlungswärmen etc. von Silikaten bei hohen Temperaturen macht häufig wegen der Unterkühlung und der hohen Wärmeverluste Schwierigkeiten. Doch kann das in einfacher Weise durch die Auswertung der Abkühlungskurven — wir verweisen auf Beispiele von Abkühlungskurven in den Untersuchungen von Day Allen, Shepherd u. a. — geschehen.

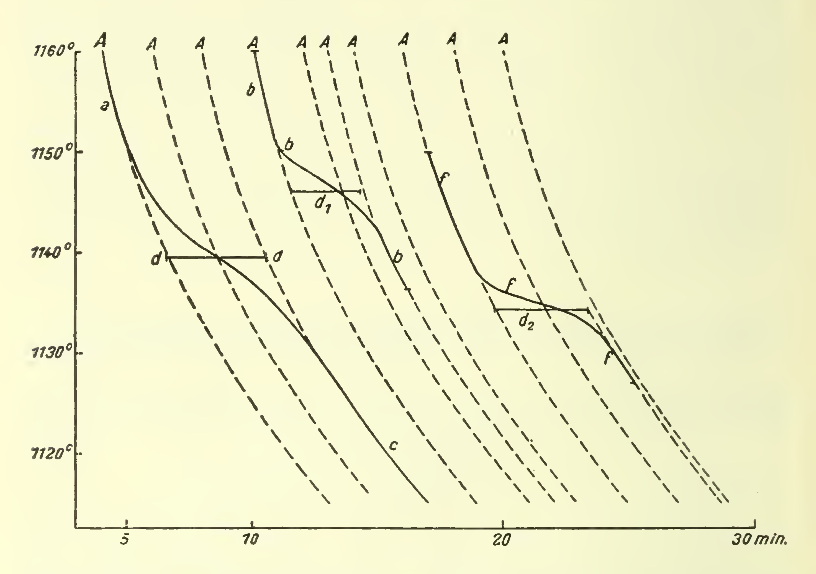
Für Temperaturen unter 1100° wird in den Tiegel mit dem zu untersuchenden Pulver, dessen elektrische Leitfähigkeit bei diesen Temperaturen nach den Beobachtungen von C. Doelter noch vernachlässigt werden kann, eine Spirale aus Platinrhodiumdraht (von 20 % Rh) von einem Widerstand von etwa 5 Ω gesetzt. 2 Golddrähte, zunächst als Spiralen im Pulver [2], dienen als Zu-

[1] Vergl. z. B. A. Sieberg, Die topographischen Umgestaltungen auf dem Ätna 1911. Beitr. z. Geophysik 1912. **11.** p. 172 ff. — W. Kranz, Vulkanismus und Tektonik im Becken von Neapel. Peterm. Mitt. 1912. Heft 3, 4, 5.

[2] Zu starke Ableitung der Joule-Wärme muß vermieden werden ein geringerer Wärmeverlust hebt sich, weil zunächst mit Drähten und ohne Strom beobachtet wird, heraus.

leitung zu den Platinrhodiumdrähten. Man stellt erst die Abkühlungskurve für dies ganze System fest, ohne elektrischen Strom durch die Spule zu schicken. Darauf wird Strom durchgeschickt, so daß für ein bestimmtes Temperaturintervall oberhalb (a) und unterhalb (c) des Schmelzintervalls der Wärmeverlust des Systems geringer wird.

Wir nennen die Schar der Temperaturkurven der Abkühlung eines bestimmten konstanten Systems, wenn keine innere Wärmequellen, wie Erstarrungswärme, Umwandlungswärme, JOULE'sche



Wärme in Tätigkeit treten, Apegen[1]. Sie ensteht, wenn wir als Ordinate die Temperatur, als Abszisse die Zeit wählen und die erste Kurve parallel zur Abszissenachse verschieben. Hierbei sind die Abkühlungsverluste, die spezifischen Wärmen etc. von der Temperatur a b h ä n g i g gedacht.

Es seien A die Apegen des betreffenden Systems; man erhält sie durch Kombination der Kurve oberhalb und unterhalb und zwar empirisch genügend genau, indem man das Stück a und das Stück c als Teile einer Hyperbel betrachtet, die parallel zur Abszissenachse gegeneinander verschoben sind[2]. Meist sind in dem prak-

[1] Nach dem griechischen Wort für Quelle, also apegische = quellenfreie Vorgänge.

[2] Oder man füllt in den Tiegel eine Substanz mit ungefähr demselben Wasserwert (c, m), die aber innerhalb des betr. Intervalles keine Wärmeabgabe zeigt, und ermittelt an dieser die Gestalt der Apege. Voraussetzung ist, daß die Umgebung etc. bei allen zusammengehörigen Versuchen die gleiche ist, so daß die Abkühlung in derselben Weise erfolgt. Die Temperatur der Umgebung muß also konstant gehalten werden.

tisch notwendigen Intervall die Kurven so wenig gekrümmt, daß man rein zeichnerisch die Kurven bis d durchziehen und die Strecke d abmessen kann. Voraussetzung für genaue Messung ist, daß die Kurven nicht zu steil, also die Abkühlungen nicht zu rasch verlaufen. Um dies zu erreichen, kann man den ersten kleineren Ofen, der sich z. B. von 1200° auf 1000° abkühlen soll, in eine konstant, z. B. auf 900° gehaltene größere Heizvorrichtung setzen. Man stellt dann einen zweiten Versuch an, bei dem oberhalb und unterhalb des Erstarrungsintervalls Wärme während einer gemessenen Zeit elektrisch zugeführt wird (Kurven b und f). Die Wärme 0,239 i^2wt kann durch Messung der Stromstärke in Amp. mit Präzisionsamperometer, des Widerstandes in Ohm bei der betreffenden Temperatur mit der Brücke nach WHEATSTONE und der Zeit in sec. exakt in gr cal. bestimmt werden. Alles andere geschieht graphisch durch Streckenausmessung mit Hilfe der gezeichneten Kurven. Es sei d_1 der Abstand der beiden Apegen bei der ersten Stromzufuhr (Kurve b), d_2 bei der zweiten Stromzufuhr (Kurve f). Dann ist der Reduktionsfaktor R für den Abstand d der beiden anderen Apegen bei der Wärmeerzeugung beim Erstarren (Kurve a c) $R = \frac{1}{2}\left(\frac{d_1}{i_1^2 w_1 t_1} + \frac{d_2}{i_2^2 w_2 t_2}\right)$ mit genügender Annäherung.

Da der Abstand der Apegen a c für die Erstarrungskurve = d ist, so ist die Erstarrungswärme = d . R.

Besprechungen.

Alfred Violay: Essai sur la genèse et l'évolution des roches. Paris bei H. Dunod et E. Pinat, éditeurs 1912. 226 p.

Verf. will untersuchen, ob die große Mannigfaltigkeit der Silikatgesteine, wie sie sich z. B. in der neuesten Ausgabe von ROSENBUSCH's Elementen kundgibt, und die zahlreichen dort beschriebenen Gesteinstypen in der Tat genügend begründet sind, oder ob es sich nicht um Übergangsformen handelt, die auf einer natürlichen Entwicklung beruhen. Er stellt sich dabei auf den chemischen Standpunkt und hebt besonders die Wirksamkeit der Kohlensäure hervor. Wenn diese auf basische Gesteine, Basalte, Melaphyre, Diabase, einwirkt, entzieht sie ihnen einen Teil ihrer Basen, und zwar Kalk, Magnesia, Eisenoxyde und Natron, so daß sie saurer, also reicher an Kieselsäure, und auch reicher an Tonerde und Kali werden. Die Kohlensäure wirkt so als „déminéralisateur" und durch „Metasomatisation" geht auf diese Weise Diabas in Diorit, Syenit und Granit, Basalt in Andesit und Dacit, in Phonolith, Trachyt und Liparit über. Die neutralen und sauren Sili-

katgesteine sind demnach keine magmatischen Produkte, sondern sie entstehen aus den basischen durch chemische Umwandlung. Die riesigen Basaltformationen von Abessynien, vom Dekkan, im nordwestlichen Europa und Amerika haben sich nach Ansicht des Verf. nicht in derselben Weise bilden können wie die Lavaströme, man muß in ihnen im Gegenteil Sedimentärgesteine von besonderer Art erblicken. Da nun gleiches immer auf gleiche Art entstanden sein muß, sucht Verf. nach einem noch heute sich bildenden Sedimentärgestein, das mit dem Basalt chemisch übereinstimmt. Er findet es in dem in Tiefseegrundproben nachgewiesenen Glaukonit. Dieser enthält Phosphorsäure, und die Oxyde des Titans und des Vanadiums in denselben Verhältnissen wie der Basalt und geht durch eine einfache physikalische Modifikation, durch Diagenese, in Basalt, Melaphyr und Diabas über. Eine Bestätigung seiner Ansicht, zu deren Stütze er übrigens viele Literatur zitiert, sieht er vor allem darin, daß basische Silikatgesteine abgerundete Quarzkörner enthalten, was die plutonische Schule nicht erklären könne. In den Basalten, Phonolithen, Trachyten etc. der Auvergne, des Cantal, Vélay und Vivarais sieht er die Reste einer früher ununterbrochenen umgewandelten Glaukonitdecke. Die vulkanische Tätigkeit hat stets nur eine sehr untergeordnete Bedeutung für die Gesteinsbildung gehabt und hat nur präexistierende Gesteine umgeschmolzen. Dies sind die Grundgedanken, die Verf. eingangs auseinandersetzt und denen man z. T. Neuheit und kühne Originalität nicht absprechen kann. Liebhabern derartiger Ideen sei das Buch zum gründlichen Studium empfohlen. **Max Bauer.**

Julius Ruska: Das Steinbuch des Aristoteles mit literaturgeschichtlichen Untersuchungen nach der arabischen Handschrift der Bibliothèque nationale herausgegeben und übersetzt. Heidelberg, Carl Winters Universitätsbuchhandlung, 1912. 208 p.

Die Fachgenossen, die sich für solche historische Fragen und Untersuchungen interessieren, seien hiermit auf dieses Buch aufmerksam gemacht. Seine Bedeutung liegt so gut wie ausschließlich auf literarhistorischem Gebiet; eine genauere Inhaltsangabe vom mineralogischen Standpunkt aus kann hier nicht wohl gegeben werden. **Max Bauer.**

Personalia.

Gestorben: Geheimrat Dr. **Ferdinand Zirkel**, em. Professor der Mineralogie in Leipzig.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. Juli 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg. E. Koken, in Tübingen. Th. Liebisch in Berlin.

1912. No. 14.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser
1912

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Demonstrationsmodelle für einfache Schiebungen und für einseitige Biegung.

Von **O. Mügge** in Göttingen.

Mit 6 Textfiguren.

Fig. 1 u. 2 zeigen ein Modell für einfache Schiebungen der Art α[1]. Die horizontal liegende Fläche ist die rationale Gleitfläche k_1, die schräg stehende Kante gibt die Richtung der Grundzone σ_2, die Ebene der Schiebung ist die durch σ_2 senkrecht zur Gleitfläche k_1 gelegte Ebene; der Pfeil zeigt die Richtung ihrer Schnittlinie mit k_1, nämlich die Schiebungsrichtung σ_1 und deren Sinn.

Die untere Hälfte des Modells besteht aus einem Holzklotz, in welchem zwei der Kante σ_2 parallele und am oberen Ende durch eine Querstange verbundene Messingstäbe so befestigt sind, daß ihre Ebene der zweiten, irrationalen, Kreisschnittebene k_2 (d. i. die Ebene aus der Zone σ_2 senkrecht zur Ebene der Schiebung) parallel geht. Sie sind an einem im unteren Holzklotz befestigten Gelenk gemeinsam um die Normale der Ebene der Schiebung drehbar, und zwar um den Winkel $180^0 - 2\,k_1 \hat{} k_2$ (ca. 68^0).

Die obere Hälfte des Modells besteht aus 15 der Gleitfläche k_1 im Umriß und Lage parallelen Brettchen. Sie werden von den beiden parallelen Messingstangen schräg durchsetzt und in jedem Brettchen ist die Durchbohrung in der Ebene der Schiebung so weit abgeschrägt, daß die Drehung der Messingstangen bis zu dem oben angegebenen Betrage vorgenommen werden kann, wobei dann die obere Hälfte des Modells (Fig. 1) in die zur unteren symmetrischen Lage in bezug auf k_1 übergeführt wird (Fig. 2). Einer der auf einer Seitenfläche gezeichneten Kreise wird dabei in eine Ellipse deformiert.

Fig. 3 u. 4 zeigen ein Modell für einfache Schiebungen der Art β[2], und zwar von denselben Dimensionen und in paralleler Orientierung entsprechender Flächen und Kanten, wie Fig. 1 u. 2. Hier liegt die rationale Schiebungsrichtung σ_1 parallel der schräg stehenden Kante, die horizontal liegende Fläche ist die zweite (rationale) Kreisschnittsebene k_2, die Ebene der Schiebung hat dieselbe Lage wie in Fig. 1, 2. Die erste (irrationale) Kreisschnittsebene und Gleitfläche k_1 ist die Ebene aus der Zone σ_1, welche senkrecht zur Ebene der Schiebung steht.

Die rechts und hinten befindliche Hälfte des Modells besteht

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. VI. p. 286. 1889.

[2] l. c. p. 292.

aus einem Holzklotz, die vorne und links liegende aus 14 Brettchen parallel k_1, das oberste nur noch ein schmaler Streif nahe der schräg stehenden Kante // σ_1. Zwei im Holzklotz drehbar eingelassene Messingstangen sind am oberen Ende wieder durch eine dritte, hier der Schiebungsrichtung σ_1 parallele verbunden; ihre Ebene ist hier die Ebene der Schiebung; der Drehungswinkel

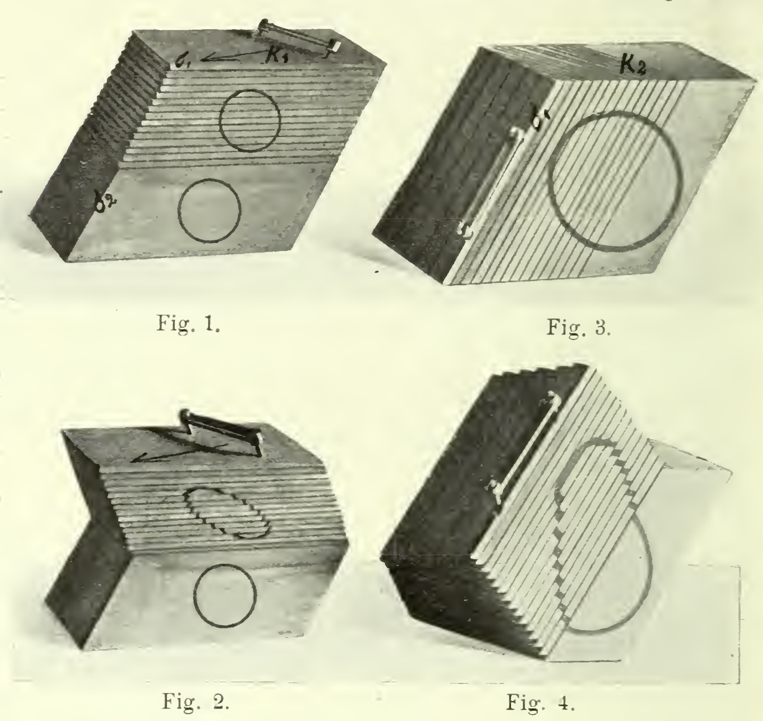


Fig. 1. Fig. 3.

Fig. 2. Fig. 4.

ist wieder $180^0 - 2\, k_1 \hat{} k_2$. Die beiden parallelen Messingstangen durchsetzen die Brettchen wieder schräg und die Durchbohrungen sind entsprechend wie vorher in der Schiebungsebene so ausgeweitet, daß die verschiebbare Hälfte des Modells in die zur ursprünglichen Lage (Fig. 3) zwillingsgemäße in bezug auf die Kante σ_1 übergeführt werden kann (Fig. 4). Dabei geht der auf einer Seitenfläche gezeichnete Kreis in eine Ellipse über, soweit er dem deformierten Teil angehört.

Bei der Drehung des Messingbügels tut man gut, etwas auf die Gleitfläche zu drücken, um eine Auflockerung der Lamellenbrettchen zu vermeiden.

Die durch die beiden gleich dimensionierten Modelle veranschaulichten einfachen Schiebungen sind reziproke[1], indem

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. 1894. I. p. 106.

die an der Schiebung beteiligten Elemente k_1 und k_2, ebenso σ_1 und σ_2 ihre Rollen vertauschen.

Das Modell für nur einseitige Biegungsfähigkeit infolge nur einseitiger Translationsfähigkeit ist angefertigt nach den Angaben von P. Fischer [1]. Es besteht aus einem Block glatt abgeschnittener Papierstreifen, die in dem in Fig. 5 linken Ende fest untereinander

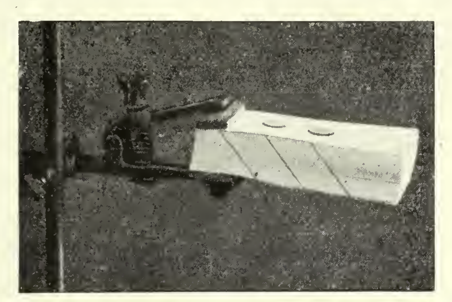


Fig. 5.

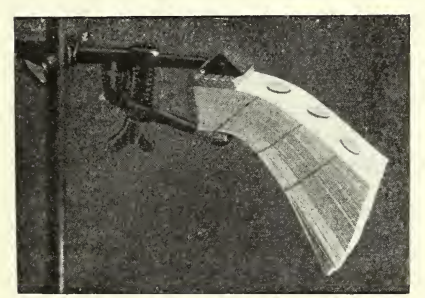


Fig. 6.

verbunden, am Ende rechts dagegen frei sind. Er wird von drei parallelen, auf der oberen und unteren Fläche in kleinen Pappscheibchen befestigten, straff gezogenen Fäden schräg durchsetzt, wie es die auf der Seitenfläche des Blocks gezogenen Linien andeuten. Während die Fäden in der Stellung in Fig. 5 sich durch das Gewicht des Blocks spannen und deshalb eine merkliche unelastische Biegung nach unten nicht gestatten, tritt nach Drehung des Halters um 180° Krümmung der Papierlagen ein, da dem Faden Druckfestigkeit fehlt (Fig. 6).

Die Modelle Fig. 1—4 (18 : 12 cm Grundfläche, 17 cm Höhe) sind von der Firma Spindler u. Hoyer hier zu beziehen; das Modell Fig. 5, 6 (14,5 : 5,5 : 3 cm) von der Buchbinderei F. Lange hier, Jüdenstr.

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXII. p. 39. 1911.

Die Entstehung der Lebacher Knollen.

Von **Raphael Ed. Liesegang.**

I.

Die bisherige Bezeichnung der fossilumschließenden Eisenerzknollen von Lebach, St. Etienne usw. als „Shärosiderite“ ist irreführend. Manche Abbildungen in Lehrbüchern mögen der Befangenheit des Zeichners durch diesen Namen ihre prinzipiellen Unrichtigkeiten verdanken. In Wirklichkeit hat man es hier nämlich durchaus nicht mit jenen konzentrisch schaligen Anordnungen zu tun, welche die Einsetzung des Sphärischen in den Namen rechtfertigen würde.

Denn man spaltet bekanntlich den Knollen und der Fisch liegt dann in einer Ebene. Darüber und darunter befindet sich noch eine Anzahl weiterer Spaltungsflächen. Sie laufen der ersteren vollkommen parallel. Es ist kein Zweifel, daß dasjenige, was man bisher als sphärisch betrachtete, einer Schichtung durch gewöhnliche Sedimentation ihren Ursprung verdankt.

Es ist, als sei der Ton der Umgebung von den verwesenden organischen Bestandteilen des Fisches zusammengeklebt worden. Dadurch würde das Material bis zu einer gewissen Entfernung von den Kadavern eine zusammenhängende Masse bilden. Und da die große Affinität mancher Eisensalze zu den Eiweiß- und Bindegewebsstoffen bekannt ist, scheint der auffallend große Eisenreichtum dieser zusammengeklebten Tonknollen zuerst ganz einfach erklärbar. Die das Eisensalz chemisch, oder, wie die Kolloidchemiker annehmen, durch Adsorption festhaltende organische Materie könnte nachher ganz abgebaut und verschwunden sein. Die Rolle des Verkittenden wäre dann in bekannter Weise durch die kolloide Eisenverbindung übernommen worden.

Aber so einfach kann der Vorgang doch nicht gewesen sein. Zunächst wird nicht nur, wie z. B. bei den Stylolithen feinkörniges Material zusammengeklebt, welches sich unterhalb des Tieres befand. Vielmehr ist nach oben hin ebenso viel gefaßt worden wie nach unten hin und seitwärts. Die Verklebung ist also erst sehr lange Zeit nach der Ablagerung des Fisches erfolgt, d. h. nachdem viele Jahresschichtungen von Ton sich darüber abgelagert hatten. Die organische Substanz muß also zuerst lange Zeit unverändert am alten Platze geblieben sein. Erst sehr viel später kann sie abgebaut worden sein.

Ein zweites, was ebenfalls noch einer besonderen Deutung bedarf, ist folgendes: Die äußere Grenze des Knollens läuft der Begrenzung des Fischkörpers nur in ganz großen Zügen parallel, durchaus aber nicht in den Details. Der Paläontologe sieht darin nur eine unangenehme Zufälligkeit, wenn so oft eine Schnauzenspitze oder ein Schwanzende fehlt. Gerade aus solchen Unvoll-

kommenheiten kann der, welcher sich etwas mit dem Verlauf chemischer Prozesse in Gelen (z. B. gallertartigen Substanzen) beschäftigt hat, einen wichtigen Aufschluß darüber erhalten, in welcher Weise sich das ausgebreitet hat, was den Ton verkittete. Das gleiche „Versagen der Spitzen“ kann nämlich bei zahlreichen Diffusionsvorgängen beobachtet werden [1]. Aus dem Vorhandensein eines solchen Abrundungsbestrebens kann man ableiten, daß der diffundierende Stoff draußen einen zweiten Stoff traf, mit welchem er sich chemisch umsetzen mußte. Letzterer setzt ihm in seinem Vordringen einen mehr oder weniger großen Widerstand entgegen und da an den Spitzen seine Reserven weniger rasch zur Verfügung sind als an den anderen Stellen, so nimmt z. B. ein gleichschenkliges Dreieck allmählich Kreisform an.

Bezeichnet man, um zunächst einmal einen möglichst neutralen Ausdruck für das zu haben, was die provisorische oder definitive Verklebung oder Zementierung des umgebenden Tons bedingt, die vom Fisch ausgehende Substanz mit A, so erfordert die Begrenzung der Lebacher Knollen für draußen die Annahme einer Substanz B, welche sich mit A chemisch umsetzte. Und zwar muß dies während des Vordringens von A der Fall gewesen sein; nicht vorher und nicht nachher.

Eine Fortbewegung durch Diffusion ist im abgesetzten Ton nicht allein sehr wohl möglich, sie ist sogar im feuchten Ton, vorausgesetzt, daß es sich nicht um eine Verschiebung der ganzen Masse handelt, die einzige Bewegungsmöglichkeit. Dazu ist natürlich ein zeitweises Gelöstsein wenigstens von A notwendig.

Ehe eine Arbeitshypothese für die Vorgänge versucht werden soll, möge noch einmal kurz die in physikalischer und chemischer Hinsicht wichtigen Befunde zusammengefaßt werden:

1. Die organische Materie der Fossilien ist direkt oder indirekt Ursache für die Verkittung des Tons in deren nächster Umgebung.

2. Diese Verkittung erfolgt erst dann, wenn sich zahlreiche neue Tonlagen durch Sedimentation auf dem Fisch abgelagert haben.

3. Bis dahin ist die organische Materie oder das, was in Form einer Pseudomorphose an ihre Stelle getreten sein sollte (= A), am alten Ort geblieben.

4. Erst jetzt tritt eine Wanderung von A ein. Nur eine Lösung von A kann dies ermöglichen.

5. Aus dem Abrundungsbestreben des diffundierenden A ist zu schließen, daß ein außen befindlicher Stoff B sich der Diffusion hindernd in den Weg stellte, indem eine chemische Reaktion zwischen A und B stattfand.

---

[1] R. E. Liesegang, Kolloid-Zeitschr. **10**. p. 220. (1912.) — Arch. f. Entwicklungs-Mechanik. **32**. p. 657. (1911.)

6. Es sei hier noch hinzugefügt, daß wenigstens eine provisorische Verkittung schon vor der teilweisen falschen Schieferung der Umgebung erfolgt sein muß. Die Knollen haben diese nämlich nicht mit erlitten.

II.

Das Eisen ist in Form von kohlensaurem Eisenoxydul in den Knollen enthalten.

G. Steinmann hat 1889 die Möglichkeit angedeutet, daß der kohlensaure Kalk der Molluskenschalen sich dadurch aus den gelösten Kalksalzen des umgebenden Wassers bilde, daß die organische Materie des Molluskenkörpers kohlensaures Ammon bilde, welches fällend wirkt. Und G. Linck hat 1909 die Vermutung ausgesprochen, daß das aus zerfallenden Eiweißkörpern hervorgehende kohlensaure Ammon mit den Kalk- und Magnesiumsalzen des Meeres Anlaß zur Dolomitbildung sein könne.

Man könnte an eine Übertragung dieser Anschauungen auf die Eisensalze denken: Daß sich postmortal eine Eisencarbonatschale im Sinne Steinmann's gebildet habe. Aber selbst dann, wenn man die beim Abbau aus den organischen Phosphorverbindungen entstehenden anorganischen Phosphate hinzurechnete, würden diese Fällungsmittel schwerlich ausreichen, um die im Verhältnis zur ursprünglichen organischen Substanz so hohe Eisenmenge zu binden.

Die Möglichkeit einer größeren Anreicherung sei durch die folgende Arbeitshypothese angedeutet:

Das Eisen wurde vielleicht ursprünglich in der Hauptsache nicht als Carbonat, sondern als Schwefeleisen gefällt. Daß der Pyrit leicht mit endlicher Bildung von Spateisen oder Brauneisen verwittert, ist bekannt.

Nach den landläufigen Ansichten muß man allerdings mit dieser Hypothese vom Regen in die Traufe kommen. Denn die in Betracht kommenden organischen Substanzen sind doch nur sehr schwefelarm. Albumin enthält bei 50—55 % Kohlenstoff nur 0,3—2,2 % Schwefel. Aber es ist noch ein anderer Weg möglich, welcher von der organischen Substanz zum Schwefeleisen führt: Daß nämlich Sulfate von der verwesenden organischen Materie zu Sulfiden reduziert werden.

Schon 1844 hat J. Roth[1] hierauf hingewiesen, indem er schrieb: „In den Steinkohlen. in der Kreide usw., wo nur immer organische Reste mit Lösungen von schwefelsaurem Eisenoxydul zusammenkommen, entstand durch die Zersetzung der organischen Reste und einer langsamen Verbrennung ihres Kohlenstoffs und Wasserstoffs auf Kosten des Sauerstoffs des Eisensalzes eine Bildung von Schwefelkies, dessen Teile sich da anlegten, wo sie

[1] J. Roth, „Die Kugelformen im Mineralreich." p. 19. (Dresden 1844.)

reduziert worden waren. Besaßen nun die organischen Substanzen kugelige, oder der Kugel nahestehende Gestalten, so nahm natürlich der Kies diese Form mehr oder weniger genau an, wie sich das an einer großen Menge Korallen des Kreidegebirges mit Bestimmtheit nachweisen läßt. Daher findet man auch nicht selten im Innern solcher Schwefelkieskugeln noch organische Substanz, wenn nämlich der gebildete Kies den Körper so vollständig umhüllte, daß ein weiterer Zutritt des schwefelsauren Oxyduls unmöglich wird. Schwefelkieskugeln aus der Braunkohle von Altenburg haben nicht selten einen Kern von Retinit, Produkt der unvollständigen Zersetzung der organischen Substanz, deren sämtlicher Kohlenstoff und Wasserstoff sich nicht zu oxydieren vermochte." BISCHOFF rechnete allerdings einige Jahre später noch mit dem oft so reichen Schwefelgehalt der Tange bei deren Schwefeleisenbildung. Aber nebenbei erwähnt er einen sehr wichtigen Versuch: Er versetzte ein Mineralwasser, welches Eisensalze und Sulfat gelöst enthielt, mit Zucker und ließ die Krüge mehrere Jahre luftdicht verschlossen stehen. Bei ihrem Öffnen zeigten sie Schwefelwasserstoffgeruch und einen schwarzen Bodensatz, der z. T. aus Eisenbisulfid bestand [1]. Hier hatte also eine organische Substanz ein Sulfat reduziert, welches nicht in ihr enthalten gewesen war. WILH. OSTWALD erwähnt in seinem Lehrbuch, daß sich freier Schwefel zuweilen an Orten findet, wo durch Torf oder Braunkohle eine Zersetzung von Sulfaten stattfand. Die Erdölgeologen rechnen schon mit dieser Reaktion: HÖFER hatte bei Laboratoriumsversuchen gefunden, daß Erdöl auf die in Wasser vorhandenen Sulfate reduzierend wirkt. Sobald ein Quellwasser sulfatfrei gefunden wird, kann man mit Erfolg mit dem Bohren nach Petroleum beginnen. Auf eine Fällung von Eisen durch diese bei Sauerstoffabwesenheit neu entstandenen Sulfide wird man das Vorkommen von Schwefeleisen in den Diatomeenschalen des holländischen alluvialen Schlicks (VAN BEMMELEN 1886) und des Schwarzen Meeres (ANDRUSSOW 1897), in Foraminiferen (RHUMBLER 1892) und in Schneckenschalen des Frankfurter Osthafens (DREVERMANN) in der Hauptsache zurückführen dürfen.

Rechnet man nicht allein mit dem natürlichen Schwefelgehalt, sondern auch mit dieser Reduktionswirkung, so wird man eher verstehen können, weshalb schließlich die Lebacher Toneisenknollen nach einer von LEPPLA [2] mitgeteilten Analyse nach Abzug des Wassers 69,48 % Eisencarbonat enthalten können.

Eine zweite Beobachtung von BISCHOFF kann ebenfalls mit der Annahme einer primären Pyritbildung wohl in Einklang ge-

---

[1] BISCHOFF, Lehrb. d. chem. u. physik. Geologie. 1. p. 921. (1847.)

[2] A. LEPPLA, Geol. Skizze d. Saarbrücker Steinkohlengebirges. Festschr. d. IX. Allgem. deutsch. Bergwerkstage. p. 18. (1904.)

bracht werden. Er betonte ausdrücklich, daß Verkiesungen und Versteinerungen in den Übergangskalken überhaupt nicht vorkommen, wohl aber in den Tonschiefern und in den Steinkohlenformationen. Es stand für ihn fest, „daß Ton die Eisenkiesbildung sehr begünstigt, der Kalk hingegen ihr hinderlich ist. Der Grund hierfür ist sehr schwer einzusehen." W. Feld hat diesen neuerdings gefunden [1]. Bei seinen Versuchen zur Pyritsynthese, bei denen allerdings die Reduktionen durch organische Materie nicht in Betracht kamen, konnte er feststellen, daß basische Substanzen, selbst so schwache Basen wie Magnesia die Bildung von Eisenbisulfid verhinderten.

III.

Sulfat und Eisensalz können gleichzeitig, sogar gemeinsam, d. h. als Eisenvitriol zu der organischen Materie vorgedrungen und hier in Schwefeleisen umgewandelt worden sein. Obgleich schon hierbei eine seitliche Ausbreitung nicht ausgeschlossen war, wobei dann die sich lösende organische Materie die Rolle des Stoffs A, das Eisenvitriol diejenige von B spielte, so ist es doch wahrscheinlicher, daß dies erst später erfolgte.

Bis hierher mußte man mit der Abwesenheit freien Sauerstoffs rechnen. Allmählich rückte aber die Oxydationszone tiefer und erreichte die Pyritmassen. Es bildet sich intermediär, d. h. so, daß zu einem bestimmten Zeitpunkt immer nur geringe Mengen davon vorhanden sind, Eisenvitriol. Dieses ist leicht löslich und vermag sich (als Stoff A) seitwärts auszudehnen. Es trifft dabei auf Carbonate (B), die mit ihm Eisencarbonat bilden. Die Konzentrationsverhältnisse der beiden Reagentien bedingen die Weite des Vordringens. Die Tatsache, daß nach Erreichung einer gewissen Grenze das Vordringen des Eisensalzes aufhört und nun nur noch Carbonate in den Innenraum wandern, kann leicht mit Diffusionsexperimenten nachgeahmt werden. Hierbei ergeben sich dann auch, wie schon erwähnt, die Spitzenversagungen.

Die Verkittung des Tons durch das so entstandene Eisencarbonat ist ein so bekannter Vorgang, daß hierauf nicht näher eingegangen zu werden braucht.

Die fertigen Knollen können natürlich später noch zu Brauneisen verwittern. Die dabei entstehenden konzentrischen Figuren sind natürlich einfache Verwitterungsringe, die keinen Anlaß dazu geben sollten, von Sphärosideriten zu sprechen.

Paläont.-geol. Abt. d. Senckenberg-Museums, Frankfurt a. M.,
Dr. F. Drevermann.

[1] W. Feld, Zeitschr. angew. Chemie. **24**. p. 99. (1911.)

Bemerkungen zu Charles Depéret et F. Roman „Monographie des Pectinides néogènes de l'Europe et des régions voisines“. II. Genre Flabellipecten (Suite).[1]

Von **Paul Oppenheim.**

Seit 10 Jahren veröffentlichen die Herren Depéret und Roman in Lyon eine Monographie der neogenen *Pecten*-Arten des mediterranen und atlantischen Gebietes Europas. Bisher sind nur in sehr unregelmäßigen Zeiträumen 4 Lieferungen erschienen, deren letzte mir vorliegt und Veranlassung zu den folgenden Bemerkungen gibt.

Das Werk ist ursprünglich sehr großzügig angelegt. Die Verfasser haben empfunden und zu bemerken geglaubt, daß die übrigen Fossilien für die feinere Gliederung des Miocäns im wesentlichen versagen und meinen, daß gerade die Pectiniden es sind, welche hier auf diesem heiklen Gebiete eine gute Orientierung zu gestatten vermöchten. Es wird in der Einleitung auf Seite 1 der ersten Lieferung[2] geradezu der Wunsch ausgesprochen, daß die Gattung *Pecten* für die stratigraphischen Bedürfnisse der Neogenformation die Stelle einnehmen möchte, welche die Cephalopoden unbestritten für die sekundären Sedimente, also für Trias, Jura und Kreide, nach dem einstimmigen Urteil aller Sachkenner mit Recht genießen. Die Absichten der Verfasser sind also die besten, ihre Ziele die höchstgesteckten. Die wissenschaftliche Autorität, welche sie beide, und zumal der erste von ihnen, nicht nur in Frankreich, sondern in der internationalen Geologie genießen, gibt diesem Werke das Anrecht, als ein festes und unverrückbares Fundament überall dort betrachtet zu werden, wo es sich um Fragen der Horizontierung neogener Schichtengebilde handelt.

Unter diesen sehr günstigen Bedingungen und unter diesen unbestrittenen Voraussetzungen erwächst den Verfassern aber die Ehrenpflicht, das wissenschaftliche Publikum nicht zu enttäuschen und bei ihren Untersuchungen mit derjenigen Sorgfalt vorzugehen, welche überhaupt in solchen Dingen Pflicht ist und hier nach dem Grundsatze „noblesse oblige“ in verstärktem Maße vorliegt. Ich bin zu meinem Bedauern gezwungen zu betonen, daß die Verfasser nicht durchwegs dieser ihrer Aufgabe gerecht geworden sind, ein Schritt, zu dem ich mich angesichts ausgezeichneter persönlicher Beziehungen zu den Verfassern um so schwerer entschließe, dem ich mich aber nach dem Grundsatze nicht entziehen kann: amicus Plato, amicior veritas.

Ich bin im übrigen nicht der erste, welcher zu einer derartigen, zum mindesten zur Vorsicht gemahnenden Kritik angesichts dieses großen Werkes gelangte. Schon im Jahre 1903, d. h. bald nach dem Erscheinen der ersten Lieferung, hat Herr Blanckenhorn

[1] M. S. G. F. Paléontologie. **19**. Fasc. I. Paris. 1912.

[2] Ebendort. Mémoire No. 26. 1902.

auf das lebhafteste protestiert[1]. Er schreibt hier auf p. 164: „Nur für die Arten des südöstlichen Mediterrangebietes gilt das bedauerlicherweise nicht in dem gleichen Masse für das Neogen Ägyptens, des Suezgolfs und Syriens. Weder ist hier die in den letzten Jahren vorangegangene einschlägige Literatur in wünschenswerter Weise benützt worden, noch ist das den Verfassern von dort zur Verfügung gestellte Material ausreichend gewesen zur richtigen Charakterisierung aller hier vorkommenden Arten. So hat es nicht ausbleiben können, daß einerseits das Bild der Verbreitung der einzelnen Volen in jener Gegend unvollständig erscheint, andererseits drei der für Aegypten wichtigsten Pectiniden: *Pecten Fraasi* Fuchs (= *Kochi* Loc.), *P. (Flabellipecten) Ziziniae* Blanck. (= *pseudo-Beudanti* Dep. et Rom. ex parte) und *P. benedictus* Lam. (= *erythraeensis* Sow.), nicht ganz richtig gedeutet, endlich drei andere *Vola*-Arten (*P. Schweinfurthi* Blanck., *concavus* Blanck. und *Vasseli* Fuchs) überhaupt übersehen wurden. Es hätten diese Fehler leicht vermieden werden können, wenn Depéret meine ihm im Jahre 1900 und 1901 von mir eigens zu dem Zwecke zeitig genug zugeschickten Veröffentlichungen, in welchen alle Pectiniden des ägyptischen Neogens erschöpfend behandelt werden, beachtet hätte.

Abgesehen von meinen weiter zurückliegenden Studien über das Miocän[2] und Pliocän[3] in Syrien, die Depéret ebenfalls nicht zu kennen scheint, habe ich mich seit dem Jahre 1897, in welchem ich als ägyptischer Landesgeologe zunächst im Niltal geologische Aufnahmen vornahm, mit den Neogenbildungen Ägyptens befaßt. Im August 1900 veröffentlichte ich im Centralbl. f. Min. etc. meine erste vorläufige Mitteilung über „Das Neogen in Ägypten und seine Pectiniden-Fauna“, der im folgenden Jahre in der Zeitschr. der deutsch. geol. Gesellsch. zwei längere Abhandlungen über das Miocän und Pliocän in Ägypten, erstere mit genauer Beschreibung und teilweiser Abbildung von 12 *Pecten*-Arten, folgten. Herr Prof. Depéret war der erste, an den ich Separata einsandte, da ich wußte, daß er ähnlichen Studien oblag. Seine zusammen mit Fourtau abgefaßte, und ich glaube, 2—4 Wochen n a c h Erscheinen meines „Neogens in Ägypten etc.“ herausgekommene erste Notiz: Sur les terrains néogènes de la Basse-Égypte et de l'isthme de Suez (Compt. rend. d. séances de l'Acad. sc. t. CXXXI p. 401—403)

[1] Die *Vola*-Arten des ägyptischen und syrischen Neogens. Bemerkungen zu Depéret's und Roman's Monographie des Pectinidés néogènes de l'Europe et des régions voisines. I. Genre: *Pecten*. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XVII. Stuttgart 1903. p. 163—186.

[2] Das marine Miocän in Syrien. Denkschr. d. k. Akad. Wissensch. Wien. 1890.

[3] Das marine Pliocän in Syrien. Habilitationsschrift. Sitzungsber. d. phys.-med. Societät Erlangen. 1891.

war in meinen letzten Publikationen (Anfang 1901) bereits eingehend gewürdigt und in einigen Punkten widerlegt worden, während Depéret und Roman ihrerseits in ihrer neuen Monographie der Pectiniden, worin auch die stratigraphischen Verhältnisse des Neogens gestreift werden, nicht mit einem einzigen Worte auf die abweichende Meinung eingehen oder meine inzwischen bekannt gewordenen Schriften auch nur zitieren.

Es ist hier nicht meine Absicht, Prioritätsrechte geltend zu machen, da unsere Ansichten in geologischer Beziehung ja doch in den meisten Punkten verschieden sind und wir ferner bei den *Vola*-Arten zunächst noch nicht in der Namengebung konkurrieren, vielmehr sowohl seine als meine neuen Arten bestehen bleiben können." Blanckenhorn fügt nach einer Reihe weiterer Sätze, deren Wiedergabe hier unnütz sein dürfte, auf p. 166 noch hinzu: „Gern wäre ich selbst bereit gewesen, von meiner Privatsammlung Material zur Nachprüfung leihweise abzugeben, und das gleiche gilt sicher auch für die Direktion der hiesigen paläontologischen Sammlung bezüglich der Schweinfurth'schen und anderen Kollektionen, wenn eine dahinzielende Anfrage hierher ergangen wäre, was aber bis jetzt nicht geschehen ist."

Diese sehr lebhafte Reklamation des Herrn Blanckenhorn hat den Erfolg gehabt, daß sich die Herren Depéret und Roman veranlaßt sahen, ihrer ersten Lieferung über die Gattung *Pecten* s. str. ein Supplément folgen zu lassen, in welchem auf Grund der sowohl von Blanckenhorn als von der Direktion der paläontologischen Sammlungen des Berliner Museums für Naturkunde eingesandten Materialien eine Reihe von Typen teils nochmals, teils wie z. B. der *Pecten Vasseli* (vergl. S. 99) neu besprochen wurden. In einer großen Reihe von Punkten haben die Verfasser die Ansichten Blanckenhorn's akzeptiert, in anderen haben sie abweichende Anschauungen unter mehr oder weniger eingehender Bekämpfung des entgegengesetzten Standpunktes neu begründet. Es liegt im übrigen nicht in meiner Absicht, mich in diesem Punkte über die Einzelheiten der hier geführten Diskussion eingehender zu verbreiten. Ich habe an sie nur als Analogon und als Präzedenzfall erinnern wollen.

Wenn Herr Blanckenhorn sich am Schlusse der hier angeführten Stelle darüber beklagt hat, daß die französischen Autoren sich nicht in die Lage versetzt haben, sein Material zur Nachprüfung einzusehen, so fällt diese Beschränkung für die hier weiter unten im einzelnen zu besprechenden Verhältnisse, die mit der letzten soeben erschienenen Lieferung des Werkes über *Flabellipecten* zusammenhängen, für meine Person weg. Ich habe den Herren Déperet und Roman meine Originale nach Lyon geschickt, wo sie diese längere Zeit, wenn ich mich nicht täusche Jahre hindurch, in voller Muße studieren konnten; sie sind ferner von

mir in den Besitz der hier in Betracht kommenden größeren Arbeit, meiner Schioschichten [1], gesetzt worden, ganz abgesehen davon, daß diese in der Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellschaft 1903 erschienen, wohl sicher in dem so vortrefflich eingerichteten, unter der Direktion des Herrn Depéret stehenden Institute der Universität Lyon ohnehin zur Verfügung der Autoren gestanden hat. Trotzdem ist diese meine Publikation in den entscheidendsten Punkten von den Autoren nicht nur nicht zitiert, sondern überhaupt nicht gelesen worden.

Ich möchte sogleich einem Einwande begegnen, auf den ich vorbereitet bin. Wie die dem Gegenstande Nahestehenden wissen, ist auch heute noch keine Einstimmigkeit über den Begriff der Schioschichten und ihre stratigraphischen Äquivalente erzielt. Die Ansichten über ihr Niveau schwanken in den Grenzen zwischen oberem Stampien und Helvétien. Für die große Mehrzahl der Autoren sind sie Aquitanien, wobei dann immer noch die Frage offen bleibt, ob es sich hier um oberes Oligocän oder unteres Miocän handelt. Ich habe die Erörterung dieser Frage augenblicklich von neuem unter der Feder in einer eingehenden Kritik, welche ich über die Publikation des Herrn Hauptmann Kranz über das Vicentiner Tertiär vorbereite. Ich weiß mich aber von persönlicher Voreingenommenheit frei, wenn ich behaupte, daß meine Darstellung vom Jahre 1903 noch jetzt jedenfalls das Eingehendste ist, was über diesen Gegenstand veröffentlicht wurde. Die Herren Depéret und Roman hätten sich nun auf den Standpunkt stellen können zu behaupten, daß die Pectiniden der Schioschichten, da sie möglicherweise oligocän seien, nicht in den Rahmen ihrer Aufgabe gehörten. Sie haben dies indessen nicht getan. Wie für Herrn Depéret von jeher [2] das Aquitanien im innigsten Zusammenhange steht mit der neogenen Transgression und deshalb auch in seiner Hauptarbeit über die Gliederung der Miocänbildungen auf das eingehendste mitbesprochen wird, wie andererseits der neogene Charakter der Pectinidenfauna in den Schioschichten unbestreitbar und von jeher unbestritten ist, so sind auch gerade in der mir vorliegenden Lieferung die wichtigsten Pectiniden dieses Horizontes monographisch behandelt worden, so *P. burdigalensis* Lam., *P. Pasinii* Menegh. und eine Reihe sich an diese beiden anschließender Formen, welche von den Autoren neu benannt werden, welche ich aber nicht durchgreifend von ihnen zu trennen vermag. Alles dies geschieht ohne jede Berücksichtigung meiner Vorarbeiten in einer Publikation, in welcher sehr der Nachprüfung bedürftige italienische

[1] Vergl. über die Überkippung von S. Orso, das Tertiär des Tretto und Fauna wie Stellung der Schioschichten. Zeitschr. deutsch. geol. Ges. **55**. Heft 1. 1903.

[2] Vergl. Sur la classification et le parallélisme du système miocène. B. d. G. F. (III.) 21. Paris. 1893. p. 170 ff.

Arbeiten vollauf ihre Würdigung finden. Und um schließlich alles Persönliche auszuschließen, es werden diese Pectiniden behandelt und in ihrem Niveau einmal in die erste und dann auch wieder recht willkürlich in die zweite Mediterranstufe gestellt, ohne daß der so sehr komplizierten Frage des Alters der Schioschichten auch nur mit einem Worte gedacht wird. Man muß leider annehmen, daß, da ein absichtliches Stillschweigen über die vorhandenen Schwierigkeiten undenkbar ist, alle diese Probleme den beiden Autoren unbekannt geblieben sind. Es nimmt mich dies insofern nicht wunder, als nicht einmal das genaue Alter französischer Fundpunkte den Verfassern ganz bekannt ist. Ich will hier noch gar nicht von der Unsicherheit reden, in welcher sich die Verf. auf p. 151 dem so wohlbekannten Fundpunkte am Schlosse le Thil im Bordelais gegenüber befinden. Es war hier wirklich nicht nötig, sich auf einen wissenschaftlich, nach meiner Kenntnis der Literatur, bisher kaum hervorgetretenen Herrn de Bellerade zu beziehen, um in sehr hypothetischer Form zu behaupten, daß der *P. burdigalensis* dort (für die Verfasser als eine Ausnahme von der Regel) im Aquitanien liegt. Hier braucht man nur Fallot's[1] Begleitworte zur geologischen Karte der Umgegend von Bordeaux aufzuschlagen, um auf p. 27 den Fundpunkt, der an der Grenze der Gemeinden Léognan und Martillac liegt, und augenscheinlich allerdings dem Aquitanien angehört, zu finden. In einer ganz modernen, mit Recht Aufsehen erregenden Arbeit ist die gleiche Lokalität neuerdings von G. F. Dollfus auf p. 10 a. a. O.[2] ebenfalls erwähnt worden; Dollfus hat sich dabei neben Fallot auf Beobachtungen von Degrange-Touzin bezogen und hat die fossilreichen Ablagerungen von Le Thil teils zum Aquitanien inférieur, teils zum Aquitanien supérieur gestellt. In den Fossillisten, welche diese Publikation begleiten, und in welchen der Fundpunkt Château-du-Thil unter V fortlaufend vermerkt ist, fehlt allerdings *P. burdigalensis*, der also nach den Beobachtungen von Depéret und Roman hier einzufügen sein würde. Schlimmer liegt die Sache für die Molasse von Vence (Alpes maritimes), aus welcher die Autoren eine ihrer Ansicht nach neue Form aus der Gruppe des *P. Pasinii* als *Flabellipecten Guebhardi* (p. 158—159) beschreiben. Hier setzen sie unter den Abschnitt „Répartition stratigraphique et paléontologique“: nous ne connaissons cette espèce que du Miocène de Vence (Vindobonien) dans les Alpes maritimes. Man fragt hier erstaunt, auf Grund welcher Tatsachen und Belege

[1] Notice relative à une Carte géologique des environs de Bordeaux. Bordeaux 1895.

[2] Essai sur l'étage aquitanien. Bulletin des services de la carte géologique de la France et des Topographies souterraines. No. 124. **19.** 1908—1909. Paris.

die Autoren zu diesem erstaunlichen Ausspruche gelangen. Fuchs[1] hat diesen Fundpunkt zu den Hornerschichten gezogen und in die erste Mediterranstufe versetzt; Ed. Suess[2] steht einschränkungslos auf dem gleichen Standpunkte, und zwar unter ausdrücklichem Hinweis auf die Untersuchungen Tournouer's. Ich selbst habe ihn seinerzeit in Verbindung mit den Schioschichten gebracht (a. a. O. p. 215). Wichtiger sind aber für die Autoren naturgemäß die Altersbestimmungen von französischer Seite, und da weise ich darauf hin, daß während der letzten Anwesenheit der Société géologique de France im Département der Alpes maritimes[3] bei verschiedenen Gelegenheiten nur, und zwar unwidersprochen, von der Molasse burdigalienne[4] die Rede ist, wie daß das höhere Alter dieser Formation, welche den bisher anscheinend nur[5] in ihr vertretenen *P. rotundatus* Lk. birgt und durch ihn charakterisiert wird, mit aller wünschenswerten Sicherheit nachgewiesen zu sein scheint durch die schönen Untersuchungen der Echiniden des Komplexes durch J. Lambert[6], unter welchen sogar die charakteristische Scutelle des Schiokomplexes, die *Scutella subrotundaeformis*, figuriert. Diese Scutellen haben, da eine kontinuierliche Entwicklung ihrer Petalodien hinsichtlich der Länge und Breite in den einzelnen Unterabteilungen des mittleren Tertiärs vorzuliegen scheint, für einen Autor wie Henri Douvillé[7] sogar die hervorragendste Bedeutung für die Altersbestimmung, und es wäre daher nicht ausgeschlossen, daß Vence noch tiefer als das Burdigalien liegt und

---

[1] Über die von Dr. E. Tietze aus Persien mitgebrachten Tertiärversteinerungen. Denkschr. k. Akad. Wissensch. Wien. 1879. **41**. p. 99 ff. Vergl. p. 104.

[2] Vergl. Antlitz der Erde. I. p. 403: „Der Schlier lagert dort als „Mollasse grise" auf der „Mollasse jaune de Vence", welche Tournouer den Ablagerungen von Gauderndorf, also einem Gliede der I. Stufe, mit Recht gleichstellt."

[3] B. S. G. F. (IV.) 2. Paris 1903. p. 509 ff.

[4] Vergl. Lambert et Savin, Note sur deux Echinides nouveaux de la Molasse burdigalienne dite de Vence. (A.-M.) B. S. G. F. (IV.) 2. Paris 1902. p. 881 ff.

[5] de Lamarck, Histoire naturelle des animaux sans vertèbres. III Édition par G. P. Deshayes et H. Milne-Edwards. III. Bruxelles 1839. p. 60. No. 5. — Th. Fuchs erwähnt die Art kurz in den Verh. k. k. geol. Reichsanst. 1881. p. 320 aus der Molasse von Montese bei Modena, welche B. Nelli noch neuerdings in die tiefsten Horizonte des Burdigalien (= Langhiano inf.) versetzt. (Fossili miocenici del Modenese. Boll. Soc. geol. Italiana. XXVIII. Roma 1910. p. 495.)

[6] Étude sur les Echinides de la Mollasse de Vence. Ann. de la Soc. des Lettres, Sciences et Arts des Alpes-Maritimes. XX. Nice 1906.

[7] Les Couches à Lépidocyclines dans l'Aquitaine et la Vénétie. B. S. G. F. (IV.) 7. Paris 1907. p. 466 ff. Vergl. p. 469 u. 470.

vielleicht den Schioschichten ganz oder teilweise entspräche[1]. Man könnte vielleicht aus der Anwesenheit des dem *Pecten Pasinii* sehr nahestehenden *P. Guebhardi* Dep. et Rom. analoge Schlüsse ziehen. Ich bin augenblicklich nicht genau darüber orientiert, ob die Molasse von Vence früher jemals für jünger gehalten und der zweiten Mediterranstufe zugezählt wurde. Jedenfalls steht fest, daß man über ihr höheres Alter heute durchaus einig ist. Wie können unter solchen Verhältnissen Autoren, welche die feinere Gliederung des Neogens sich zur Aufgabe stellen, ohne jede Einschränkung hier von Vindobonien sprechen? Ich habe keine Erklärung hierfür.

Ich gehe nunmehr nach diesen mehr prinzipiellen und allgemeineren Bemerkungen auf das Spezielle über. Für *P. burdigalensis* Lam. schreiben die Autoren auf p. 148, daß die Arten dieser Gruppe das Burdigalien und das Helvétien der beiden Becken, des atlantischen und des mediterranen, charakterisieren. Ungefähr das gleiche wird auf p. 151 von dem *P. burdigalensis* selbst vermerkt. Wenige Zeilen vorher wird aber von den Stücken aus dem Fundpunkt Le Thil erklärt, daß diese nach Herrn de Bellerade aus dem oberen Aquitanien stammten. Die Sache ist also auch unter den von den Autoren ausschließlich in Betracht gezogenen Voraussetzungen nicht richtig. Nach diesen müßten sie schreiben, daß *P. burdigalensis* im atlantischen Becken schon im oberen Aquitanien einsetzt, und so finden wir die Dinge auch auf der Tafel auf p. 167 graphisch dargestellt. Nun schreiben die Verfasser aber, daß ich selbst ihnen die Art aus dem Vindobonien der Umgegend von Bassano zugesandt habe. Das bezieht sich, wie der Schluß von p. 150 beweist, auf das Stück von Cava Brocchi bei Bassano, welches sie ausdrücklich als typischen *P. burdigalensis* anerkennen. Es ist mir nur unter der Voraussetzung erklärlich, daß die Autoren diesen Fundpunkt als Vindobonien betrachten, wenn ich annehme, daß sie ihn mit der etwas weiter östlich entwickelten jüngeren Molasse von Bassano verwechselt haben, aus der ich ihnen den *P. bassanensis* Oppenh. einsandte. Wenn die Verfasser aber nur einen flüchtigen Blick auf die vorhandene Literatur getan hätten, so würden sie bemerkt haben, daß es sich hier um zwei ihrem Alter nach durchaus verschiedene Sedimente handelt. Sie hätten weiter gesehen, daß *P. burdigalensis* Lk. eine sehr charakteristische Form des Schiohorizontes darstellt[2], und daß ich a. a. O. sogar zögere, den *P. Pasinii*, das Leitfossil der Schioschichten, von ihm abzutrennen. Sie hätten dann hinsichtlich der Verbreitung mit großer Wahrscheinlichkeit setzen müssen, *P. burdigalensis* setze im Aquitanien des mediterranen und des

---

[1] Vergl. auch die ältere Arbeit Tournouer's in B. S. G. F. (III.) 5. Paris 1877. p. 844.

[2] Vergl. meine „Schioschichten" a. a. O. p. 166—168.

atlantischen Gebietes ein und sei für das erstere schon sehr charakteristisch, allerdings in seiner Form noch schwankend und nicht hinreichend fixiert, denn wie ich auch a. a. O. nachwies, liegen in den Schioschichten zahlreiche Übergänge vor, nicht nur zu *P. Pasinii* Menegh., sondern auch vermittels *P. Bianconii* Fuchs zu *P. Northamptoni* Micht., während die fast glatte Form, welche Fuchs als *P. placenta* beschrieben hat, wenigstens habituell große Ähnlichkeit mit der Gattung *Amusium* besitzt. Was nun diesen *Pecten placenta* anlangt, so ziehen ihn Depéret und Roman a. a. O. p. 151 zu dem *P. expansus* Sowerby aus dem Burdigalien von Portugal, kommen aber hinsichtlich der äußerst innigen Beziehungen zu *P. burdigalensis* annähernd zu den gleichen Resultaten wie ich [1]. So schreiben sie auf p. 150 von *P. burdigalensis*: „nous verrons plus loin que c'est à la vérité lisse extrême de ce même type, à côtes externes tout à fait effacées, visibles seulement par transparence, que Sowerby a proposé de donner en Portugal le nom de *P. expansus*." Hier ist es also für die Autoren eine Varietät des *P. burdigalensis*, der Sowerby den Namen *expansus* gegeben hat, während dieser später als besondere Art auf p. 151 beschrieben wird, und auf p. 163 wird deutlich ausgesprochen, daß die „variation extrême" des *P. burdigalensis* in Portugal als *P. expansus* und für die persischen und ägyptischen Vorkommnisse als *P. placenta* bezeichnet wurde. Man sieht, wie zart hier alle diese Unterschiede sind und wieviel Individuelles in der Abgrenzung steckt. Auch hier wird nicht der Versuch gemacht, sich mit meinen entsprechenden Ausführungen auf p. 167 meiner Schioschichten auseinanderzusetzen.

Die Autoren fahren dann auf p. 154 hinsichtlich der stratigraphischen Verteilung ihres *P. expansus* Sow. fort: „Suivant Fuchs, cette espèce se rencontre dans le 1er étage méditerranéen jusqu'en Perse (Siokuh); elle existerait aussi, selon ce même paléontologiste, dans la Méditerrannée occidentale, dans les calcaires inférieurs de l'Ile de Malte (Schioschichten), qui se rapportent au 1er étage méditerranéen." Ich bin über diesen Satz im höchsten Maße erstaunt. Ich sehe in dem mir vorliegenden Aufsatze von Fuchs keine Stelle, in welcher er den Kalk von Siokuh in die erste Mediterranstufe setzt, im Gegenteil gibt er auf p. 6 (102) a. a. O. für Persien und Armenien eine Schichtenfolge an, nach welcher dieser Kalkstein u n t e r den Äquivalenten der Hornerschichten, also u n t e r der ersten Mediterranstufe, liegen soll und seinerseits unterteuft wäre von typischen Gombertoschichten, also vom Stampien, dem mittleren Oligocän. Ausdrücklich wird dagegen das Schichtensystem von Siokuh identifiziert mit den Schioschichten, und diese ihrerseits auf p. 5 (101) mit dem Aquitanien des Bor-

[1] Vergl. meine „Schioschichten" p. 167.

delais, den Schichten von „Bazas und Mérignac“ [1]. Es hätten also auch an dieser Stelle die Autoren, wenn sie wirklich in die Tiefe zu gehen beabsichtigten, nicht umhin gekonnt, sich mit dem Problem der Schioschichten näher zu beschäftigen, zum mindesten hätten sie auch hier, selbst nach ihrer Terminologie, betonen müssen, daß *P. placenta* Fuchs schon im Aquitanien einsetzt. Es beweist jedenfalls eine äußerst geringe Kenntnis der in Betracht kommenden, für die Trennung zwischen Miocän und Oligocän bezeichnenden Momente, wenn die Autoren einfach dekretieren: Die Schioschichten beziehen sich auf die erste Mediterranstufe. So einfach liegen die Verhältnisse nun denn doch nicht, wie ich schon früher dargetan zu haben glaube, und wie ich in der von mir schon ziemlich weit geführten, im Eingange erwähnten Publikation noch des weiteren eingehend darzulegen beabsichtige.

Für *P. Pasinii* Menegh.[2] trifft ungefähr dasselbe zu, was ich bei den vorhergehenden Arten bedauernd hervorgehoben habe. Es sind in keiner Weise die sehr eingehende Besprechung und verhältnismäßig zahlreichen Abbildungen verwertet worden, welche ich dieser Type a. a. O. (p. 162—165) gewidmet habe. Statt dessen werden eine Reihe von Arten unterschieden, welche, wie schon aus den Abbildungen hervorgeht und wie man auch im Texte an den äußerst delikaten Unterschieden, welche angegeben werden, bemerken kann, ineinander übergehen und kaum durchgreifend zu trennen sind. Ich habe a. a. O. diesen polymorphen Charakter des *P. Pasinii* und die Beziehungen, welche er einmal durch seine Variationen zu *P. burdigalensis* und nach der anderen Richtung hin in seiner reicher verzierten Form zu *P. Northamptoni* besitzt, eingehender hervorgehoben. Wenn die Herren Depéret und Roman die Form der Schioschichten von der sardischen Art trennen, so muß vor allem darauf hingewiesen werden, daß Meneghini selbst, der Begründer des *P. Pasinii*, von der Identität beider Vorkommnisse so felsenfest überzeugt war, daß er einem *Pecten* Sardiniens den Namen eines Mannes beifügte, dessen ganz hervorragende Bedeutung auf dem Gebiete der venetianischen Geologie liegt und dessen beständiger Wohnsitz, wenn ich nicht irre, gerade die Stadt Schio war. Auch Schaffer[3] hat seinerzeit mit Recht die Zugehörigkeit der Art der Schioschichten zu *P. Pasinii* von neuem betont. Depéret und Roman nennen sie mit Ugolini *P. Vinassai*. Die Art kommt also ebenfalls im sardischen Miocän vor, ist also auch

[1] Ich möchte mich mit dieser Zusammenstellung, die ich hier nur zitiere, nicht identifizieren. Der Fundpunkt Mérignac, vor den Toren von Bordeaux selbst gelegen und heute unzugänglich, ist jünger als die marinen Absätze von Bazas selbst.

[2] Depéret und Roman, a. a. O. p. 155.

[3] Die Fauna des glaukonitischen Mergels vom Mt. Brione bei Riva am Gardasee. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1899. p. 662.

geographisch dem *P. Pasinii* dort sehr nahe gerückt, wenn auch anscheinend nicht an demselben Fundpunkte mit ihm vereinigt und wird von Ugolini mit Recht oder Unrecht als gleichalterig mit diesem angesehen und in die zweite Mediterranstufe versetzt. Für die venetianischen Vorkommnisse, aus denen Schaffer[1] den *P. Pasinii*, der also für Ugolini, Depéret und Roman *P. Vinassai* wird, angibt, schreiben die französischen Autoren, daß er gesammelt sei durch Herrn Schaffer in Glaukonitmergeln, welche der zweiten Mediterranstufe angehörten. Hier ist fast jedes Wort falsch. Weder gibt es bei Schio Glaukonitmergel, noch hat bisher einer der hier ernst zu nehmenden Autoren (denn Herrn Sacco[2], welcher bei einem flüchtigen Nachmittagsspaziergange, wie er schrieb, das Alter der Schioschichten bestimmen wollte, rechne ich in diesem Falle nicht dazu) wirklich behauptet, daß die Schichten von Schio, also die Schioschichten, der zweiten Mediterranstufe angehören. Davon, daß Herr Schaffer die betreffenden Materialien nicht selbst gesammelt hat, sondern daß wenigstens diejenigen vom Mte. Brione bei Riva bei Gelegenheit der von Österreich dort aufgeführten starken Befestigungen aufgesammelt worden sind, will ich ganz absehen. Die Behauptung, daß das Niveau des *P. Pasinii* resp. *P. Vinassai* die zweite Mediterranstufe sein soll, ist so unglaublich, daß man schwer eine Erklärung dafür findet. Es müßte denn diejenige sein, daß Herr Ugolini die Schichten mit den gleichen *Pecten*-Arten in S a r d i n i e n in die zweite Mediterranstufe stellt. Ich glaube, der umgekehrte Schluß wäre logischer. Was schließlich *P. Ugolini* Dep. et Rom. anlangt, so weiß ich nicht, wie von manchen Stücken das typische *P. Pasinii* der Schioschichten getrennt zu werden vermag. Ich bitte, mit den von den Autoren auf Taf. XXIII (VI) Fig. 5 abgebildeten Stücken die von mir in den Schioschichten auf Taf. IX Fig. 2—2a gegebene Figur eines zwischen Riva und Torbole am Mte. Brione gesammelten Exemplares vergleichen zu wollen. Ich will schließlich noch erwähnen, daß auch der von mir in den Schioschichten beschriebene, sehr interessante kleine *P. vezzanensis*[3], der früher allgemein als *P. arcuatus* Brocchi gegolten hat, keinerlei Erwähnung gefunden hat, obgleich dazu im Anschluß an die Beschreibung des *P. Tietzei* Fuchs[4] die beste Gelegenheit gegeben wäre. Hinsichtlich der ganz irreführenden und unzweifelhaft falschen Stellung, welche Depéret und Roman auch hier dem Niveau dieses *P. Tietzei*, den Kalken von Siokuh in Persien auf p. 44 a. a. O. anweisen, verweise ich auf meine obigen Ausführungen.

---

[1] Die Fauna des glaukonitischen Mergels vom Mt. Brione bei Riva am Gardasee. Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. 1899. p. 662.

[2] Vergl. Boll. soc. geol. Italiana. XI. Roma 1892. p. 682 und meine „Schioschichten" p. 119.

[3] Vergl. a. a. O. p. 173. Fig. 6—7a Taf. IX.

[4] Depéret und Roman, a. a. O. I. S. 43.

Wir haben im vorhergehenden Gelegenheit gehabt darauf hinzuweisen, daß sehr charakteristische Pectiniden der Schioschichten auf Sardinien vertreten sind, wie bereits Meneghini ein Menschenalter vor uns betont hat. Wir haben ferner der Vermutung Ausdruck gegeben, daß die von Ugolini vorgenommene Altersbestimmung der entsprechenden Horizonte auf Sardinien nicht ohne Einfluß gewesen ist für die ganz zweifellos irrtümliche Horizontierung venetianischer Schichtenglieder und haben der Ansicht Ausdruck verliehen, daß der umgekehrte Weg wohl der natürlichere und zweckentsprechendere sein dürfte, und daß man auf ihm eher zu halbwegs sicheren und der Willkür des einzelnen entrückten Resultaten gelangen könnte. Ich habe hier weder die Zeit noch die Absicht, eine Rezension der Ugolini'schen Arbeit und der damit in Verbindung stehenden mancher italienischer Fachgenossen zu schreiben. Übrigens ist diese trotz mancher Lobeserhebungen für denjenigen, der zwischen den Zeilen zu lesen versteht, bereits in der Publikation von Depéret und Roman enthalten. Ich habe schon in meinen Schioschichten eine ganze Reihe von Hinweisen auf italienische Ablagerungen gemacht, in denen man im Zuge des Apennins von Modena und Bologna an bis nach Calabrien hinab die Pectiniden des Pectinidenhorizontes findet und mit ihrer Hilfe vielleicht imstande sein könnte, zu einem natürlicheren und der Wirklichkeit mehr entsprechenden Urteile über die italienischen Miocänablagerungen zu gelangen, als dies heute in Italien geltend ist. Ich muß leider betonen, daß diese Anregungen auf unfruchtbaren Boden gefallen sind, und daß ich in den größeren hier in Betracht kommenden Publikationen nicht einmal eine Diskussion der von mir auf Grund eingehender und gewissenhafter Studien aufgestellten Momente erblicken kann, ja daß selbst da, wo, wie bei Nelli in seiner Arbeit über das Miocän von Aquila, fruchtbringende Ansätze vorhanden waren, diese gänzlich verkümmert sind. Am meisten hindert einen weiteren Fortschritt auf diesem Gebiete in Italien die unglückliche Theorie de Stefani's von der Gleichalterigkeit sämtlicher Mediterranstufen, zu denen augenscheinlich neuerdings auch in diesem Sinne noch das Aquitanien gezogen wird. Ich habe bereits früher darauf hingewiesen, daß diese Theorie zumal für Anfänger sehr bequem ist, und daß sie einen Mangel an Literaturkenntnis und an eigener Arbeit am Schreibtische und in der Bibliothek trefflich zu ersetzen vermag. Nun bleiben aber unglücklicherweise die alten technischen Ausdrücke weiter im Gebrauch, nur bekommen sie eine andere Bedeutung und dies, ohne daß stets auf derartige Veränderungen hingewiesen wird, und so sehen wir denn Herrn B. Nelli in seiner Revision des Miocäns vom Mte. Titano in der Republik S. Marino auf p. 249 a. a. O.[1] vom „Aquitaniano, cioè alla base del nostro miocene

[1] Vergl. B. Nelli, Il miocene del Monte Titano nella Republica di S. Marino. Boll. Soc. geol. Italiana. XXVI. Roma. 1907. p. 239 ff.

medio“ sprechen und weiter unten sogar ein Criterium erwähnen: „per distinguere gli strati elveziani inferiori o aquitaniani nel senso dei geologi francesi da quelli dell' Elveziano superiore“. Wer hat je in diesem Sinne von Helvétien oder elveziano gesprochen! Wie ist es möglich, in dieses das Aquitanien einzwängen zu wollen? Ist sich denn der Autor nicht bewußt, daß er damit die ganze bisherige Terminologie auf den Kopf stellt? Mir scheint, daß in Wirklichkeit diese seltsamen Bezeichnungen nur zu verdecken bestimmt sind, daß Nelli im großen zu demselben Resultat gelangt wie lange vor ihm der heute in Italien nicht genügend gewürdigte Graf Manzoni und auch Theodor Fuchs, nämlich, daß die Schichten vom Mte. Titano neben einer vorwiegend neogenen Bevölkerung eine Reihe typisch oligocäner Elemente einschließen und daher in ihrem Charakter sehr stark an die Schioschichten, das Aquitanien, nach meiner heutigen Auffassung das Oberoligocän, erinnern. Auf eine Reihe von Irrtümern im einzelnen bei der Spezialbeschreibung der Fossilien will ich hier nicht näher eingehen, obgleich diese vielleicht wichtiger und in jedem Falle weniger verzeihlich sind als Fehler in den allgemeinen und mehr theoretischen Folgerungen. Vielleicht gelangen wir allmählich wieder nach der spekulativen Hochflut des letzten Dezenniums zu Zeiten, in denen man sich allgemein auf das Neue bewußt wird, daß die Spekulation, der Drang zum allgemeinen, getragen sein muß von minutiöser Sorgfalt in der Detailarbeit, und daß die letztere vor allem es ist, welche einen halbwegs dauernden Bestand hat und dem Forscher die innere Befriedigung gewährt. Das Wort Lessing's [1] von der vollen und reinen, aber dem Sterblichen nie ganz erreichbaren Wahrheit und dem einzigen, immer regen, aber mit dem Zusatze des ewigen Irrtums verbundenen Triebe nach ihr gilt auch für die geologischen Disziplinen und vielleicht für keine Wissenschaft mehr als für sie!

Die Neogenablagerungen des Siebenbürger Beckens.

Von Privatdozent Dr. **St. v. Gaál** in Kolozsvár.

Mit 5 Textfiguren.

Sowohl die Kalisalz-, als auch die Erdgasforschungen lenken in erhöhtem Maße die Aufmerksamkeit der Geologen und der Allgemeinheit auf das Siebenbürger Becken. Es ist zur Stunde sogar als das interessanteste geologische Objekt Ungarns zu betrachten, schon auch wegen seiner Kochsalzlager, die in der Diskussion über die Eigentümlichkeit der Verhältnisse des Salzvorkommens eine wichtige Rolle spielen. Die Detailerforschung des Beckens ge-

[1] Theologische Zeitschriften. Duplik. I. p. 3.

schieht auf Veranlassung des königl. ungar. Ärars, und es ist eine erfreuliche Tatsache, daß es diese Aktion mit großer Freigebigkeit unterstützt. Soll nun das Ärar seine Lust dazu nicht verlieren infolge des geringen Erfolges der in den letzten zwei Jahren ausgeführten Arbeiten, was — wie aus dem nachstehenden ersichtlich ist — dem forcierten Versuch, eine Idee durchzudrängen, zuzuschreiben ist? Bei dieser Bemerkung habe ich die Antiklinalen des Herrn H. v. Böckh vor Augen, welche ich hier eingehend besprechen möchte. Die stratigraphischen Verhältnisse werde ich hier möglichst kurz fassen, damit ich die Wiederholung des Inhaltes meiner Berichte von 1910 und 1911 (**2**, **3**) vermeide; anderseits aber muß ich mich bei einzelnen Details länger aufhalten.

I. Stratigraphie.

Eine eingehende Beschreibung des Untermiocäns unseres Gebietes finden wir im Werke des Prof. Koch (**5**), während die neueste Abhandlung (**13**) über die Braunkohlen im Almástale bei Kolozsvár es kaum berührt. Was für den Gegenstand hier von Interesse ist, daß zweifellos untermiocäne Sedimente — abgesehen vom Kochsalz — bis dato nur am Nordrande des Beckens bekannt sind.

Auf das Oberoligocän lagert sich nämlich ein ca. 30—40 m mächtiger Komplex von gelbem Sandstein und sandigem Mergel, so daß er vom Liegenden nicht scharf trennbar ist. Man studierte ihn besonders in der Nähe von Koród („Kóróderschichten“), wo auch ein ziemlich fossilreicher Fundort ist. Wie Schmidt bemerkt, gebildet aus gelben, schotterigen Sandsteinen, mit mürben, sandigen Mergelzwischenlagen und feinblättrigem Kohlenschiefer mit Kohlenflötzchen (**13**. p. 150). An einzelnen Stellen zeigt sich im Brackwasser-, resp. Süßwasser-Fazies diese Bildung, welche im E. und NE. von Kolozsvár über die Szamos greifend, in ihrer Mächtigkeit immer mehr abnimmt, bis sie bei Hollómezö wahrscheinlich verschwindet. Dies ist um so wahrscheinlicher, als die sehr leicht und sicher verfolgbaren Konglomerate von Hidalmás („Hidalmáserschichten“) hier unmittelbar dem Kattischen Tiefseeton aufliegen (Koch).

Diesen tiefsten —**A**—Horizont des Untermiocäns gelang es bis jetzt noch nicht in einer anderen Gegend des Beckens nachzuweisen.

Der nächste —B—Horizont, der ca. 250 m beträgt, ist auch auf der Oberfläche auf größerem Gebiet verfolgbar. Er beginnt mit feinem Foraminiferen-Tonmergel; die oberen Schichten sind sandig, ja ab und zu schotterig. Das Material des Schotters (Quarz, Mergelsandstein, Hornstein, kristallinischer Schiefer etc.) weist darauf hin, daß er aus dem Mármaroserzuge der Karpathen stammt; er enthält noch keinen Dacit. Dieser Horizont bedeckt längs der Nordperipherie des Beckens ein genug großes Gebiet, während in den anderen Gegenden sein Vorkommen mehr—minder zweifelhaft ist. Herbich ist zwar geneigt, das unter dem miocänen

Gipshorizont zutage tretende Konglomerat bei Alsó-Rákos als untermiocän zu betrachten. Aus Autopsie kenne ich dieses nicht, aber wenn ich nach der Beschreibung urteilen darf, so kann ich dieses — petrographisch mit dem obigen identes — Konglomerat mit den in meinem Aufnahmsbericht (1910) erwähnten, sehr steil stehenden Konglomeraten von Szász-Régen—Bátos—Görgény-Sóakna identifizieren, die aller Wahrscheinlichkeit nach mittelmiocän sind. Ebenso ist das Konglomerat vom Szalvatorberg bei Székely-Udvarhely zu beurteilen. Der obere Teil der bunttonigen und sandigen Bildungen des Inselgebirges von Sárd-Borbánd, den Prof. Koch als reichlich mit *Ostrea aginensis* Tourn. charakterisiert, gehört auch hierher.

Nahe am Beckenrande tritt an der Oberfläche das miocäne Kochsalz heraus, dessen stratigraphische Lage bis heute nicht genau aufgeklärt ist. Das hat mehrere Ursachen. Die eine liegt in der Eigentümlichkeit der Umstände des Vorkommens, laut deren wir weder das Liegende noch das Hangende der Salzstöcke kennen. Anderseits ist die stratigraphische Lage des Schliers (wohin man unser Kochsalz stellt) selbst unbestimmt. In meinem jüngsten Bericht (1911) habe ich das Kochsalz, mich auf H. Böckh stützend, in den obersten Horizont des Untermiocäns, in das Hangende des B-Horizonts gestellt. Im Grunde bleibe ich auch jetzt bei dieser Meinung, d. h., ich schließe mich der Ansicht Böckh's an, jedoch mit etwas Modifizierung. Im allgemeinen ist es nicht ausgeschlossen, daß die Hauptmasse der bekannten Siebenbürger Salzstöcke schon zur Zeit des B-Horizonts entstand, eigentlich einfach die Fazies der sogenannten „Hidalmáserschichten“ darstellt. Zu dieser Annahme führten mich zwei Ursachen. Die eine ist das Profil von Virágosberek (H. Böckh: 1. p. 11), welches direkt diese Erklärung herausfordert: die zweite Ursache ist die Bohrung in der Gemarkung von Szent-Benedek, welche beweist, daß auch im Mittelmiocän Kochsalzbildung vorkommt. Hier ging der Bohrer in der Teufe von 16,3—26,4 m durch eine mächtige Salzschicht, unter dieser war eine von Salz imprägnierte, 14 m mächtige feste Mergelschicht, und endlich eine dünne Gipsbank. Es ist interessant, daß hier das mit 20° einfallende Kochsalz keine autoplastische Faltungen zeigte. Die einschließenden feinen sandigen Mergelschichten und der von 88 m bis 101,2 m durchbohrte Dacittuff gehören dem oberen Horizont des Mittelmiocäns. Die Siebenbürger Salzstöcke sind also nicht unzweifelhaft und pünktlich in einer Epoche entstanden, ja es ist sogar nicht ausgeschlossen, daß z. B. der Maros-Ujvárer Salzstock sich während mehreren geologischen Zeiteinheiten entwickelte [1].

[1] Eventuell kann es auch vorkommen, daß unter dem oberen Salzstock eine trennende Tonschicht sich befindet und unter derselben wieder ein Salzstock ist, wie das Harris' Profil von Süd-Louisiana (Petite Anse) zeigt (Lachmann, 6. p. 34—35. Fig. 7).

Die petrographische Ähnlichkeit der Sedimente verschiedener Epochen (z. B. die sogen. Salztone, Gipsbänke, Konglomerate usw.) erschwert sehr die Orientierung. Und wenn ich das Salz auch daraufhin in den obersten Horizont des unteren Miocän (= M. I. C.) stelle, so tue ich das vorläufig und nur der Einfachheit halber.

In Zusammenhang mit all diesem muß ich noch bemerken, wenn wir die Fazies des miocänen Salzes als das Muttergestein des Erdgases betrachten, so können wir bis heute überhaupt nichtwissen, ob es in Siebenbürgen eine oder mehrere solcher Schichten gibt. Es kann wohl möglich sein, daß nur eine Schicht die exploitable Gasmenge liefert, aber die unbedeutenden, an so zahlreichen Stellen des Beckens auffindbaren Gasspuren müssen nicht unbedingt aus derselben Schicht stammen, welche das Metangas von Kis-Sármás erzeugte.

Wie ich bereits erwähnte, kennen wir das unmittelbare Hangende des untermiocänen Salzes, also den untersten Horizont des Mittelmiocäns nicht genau. Es steht aber fest, daß verschiedene, in der nördlichen Hälfte des Beckens verfolgbare mächtige Bänke aus Dacittuff und Breccie hier einzureihen sind. Diese Bänke wechseln überall mit gelblichweißem Globigerinenmergel ab, welcher aufwärts allmählich in den herrschenden blaugrauen, schieferigen Tegel übergeht, aber gegen den Rand des Beckens zu mehr oder weniger sandig wird.

Dieser Horizont zeigt am östlichen Rande eine ganz andere Entwicklung, wo behäbige, stellenweise 50—60 m mächtige, sehr steil gestellte Konglomerate ins Auge fallen. In dem — diese unmittelbar berührenden — groben, gelben Sande im Wasserrisse „Fissler-Graben“ nebst Bátos sammelte ich mittelmiocäne Fauna, welche ich im Berichte von 1910 bereits aufzählte. Gegen NE von Görgény-Sóakna ist ein mit dem Konglomerat in Berührung stehender, sich allmählich schwächer neigender grauer Tonmergel sichtbar (Fig. 1), welcher ebenfalls den oberen Horizont vertritt.

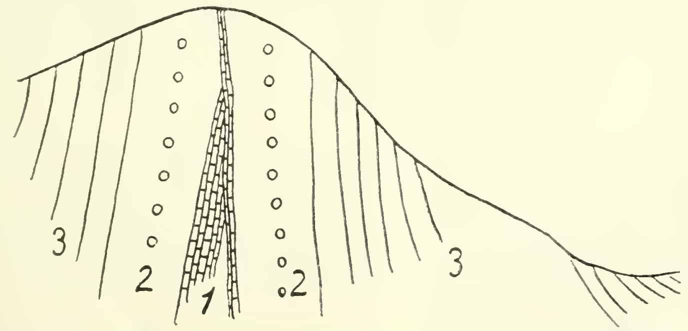


Fig. 1. Das Mittelmiocän bei Görgény-Sóakna. (Skizze.)
1. Schotteriger, fester Mergel. 2. (**A**-Horizont). 3. Grauer Tegel. (Mezőséger-Schichten?) **B**-Horizont.

Wie Prof. Koch bemerkt, fehlt der Dacittuff ganz in der Umgebung von Szováta und Parajd, ja sogar vom Görgényer Konglomerat ist hier keine Spur vorhanden. Das auch von ihm erwähnte Zutagetreten des Dacittuffes bei Nagy-Enyed, wie ich mich vorigen Sommer überzeugen konnte, ist mit den Bänken des Dacittuffhorizontes in der Umgebung von Kolozsvár nicht zu identifizieren, weil er obermiocän ist. Am westlichen Rand habe ich übrigens überhaupt kein Vorkommnis des **A**-Horizonts des Mittelmiocäns gefunden. Auch aus den Resultaten der im Beckeninnern ausgeführten Bohrungen haben wir keine Aufklärung über diesen Horizont erhalten können[1], denn alle bewegten sich nur im oberen[2].

Die obere Schichtengruppe zeigt sich mehrerenorts sowohl bei oberflächlichen Aufschlüssen, wie auch bei Bohrungen. Das ist jener glimmerige, sandige, graue Tonmergel, welcher gewöhnlich eine schieferige Struktur zeigt, und getrocknet blättrig zerfällt; allgemein wird diese Fazies „Mezöségerschichten" genannt[3]. Der Gebrauch dieser Benennung würde aber heute ein Mißverständnis verursachen, da den größten Teil des Mezöség eine sich als obermiocän erwiesene Schicht deckt, wie ich das auch weiterhin eingehend ausführe.

Den Nordrand des Beckens zu erforschen, hatte ich noch keine Gelegenheit und die Angaben der einschlägigen Literatur haben mich auch nicht orientiert. Was aber den westlichen Rand betrifft, konnte ich mich überzeugen, daß die Leithakalkfazies von Felső-Orbó und Oláh-Lapád in diesen Horizont gehört, gleichwie daß der am linken Ufer des Maros unmittelbar am Strand von Maros-Szent-Király auftretende Tonmergel, welcher durch lichte, graue, zähe Sandsteinbänke charakterisiert ist, eine Fazies des Leithakalkes darstellt. Es ist charakteristisch, daß diese kalkigen Quarzsandsteinbänke mit gewisser Regelmäßigkeit auftreten und von weitem aus dem bläulichgrauen, dunklen Grunde herausleuchten. Der Sandsteinbänke führende Tegelkomplex von Maros-Szent-Király fällt gegen 13^h mit 5^0 ein, und im Hangenden desselben in Csombord fand ich in einer Sandsteinbank des stark dislozierten Sediments (Fig. 2) folgende, zweifellos obermiocäne Fauna:

---

[1] Von den bisherigen Bohrungen ist es diejenige von Szász-Régen, von welcher wir am ehesten etwas diesbezüglich hoffen können. Ich hatte aber keine Gelegenheit, mich mit dieser eingehender zu befassen.

[2] Was die Angaben über die Erdgasbohrungen betrifft, bemerke ich, daß sich dieselben bloß auf die Resultate bis zum Anfang September 1911 beziehen. Ausführlich habe ich mich eigentlich nur mit den Profilen der Bohrungen von Nagy-Sármás III a), Maros-Ugra, Maros-Szent-György und Dicső-Szent-Márton befaßt.

[3] Prof. Koch wollte damit die Tiefseefazies des Mittelmiocäns unseres Beckens samt den in den tieferen Horizonten eingelagerten Dacittuffbänken so bezeichnen.

Potamides picta Bast. var. *mitralis* Eichw. (häufig)
Tornatina Lajonkaireana Bast.
Cardium obsoletum Eichw. (häufig)
Adacna plicata Eichw.
Ervilia podolica Eichw.
Mactra sp.
Donax dentigera Eichw.

Am östlichen Rande des Beckens kann man sich davon noch leichter überzeugen, daß der graue, Sandsteinbänke führende Ton im unmittelbaren Liegenden des oberen Miocäns ist. In meinem Aufnahmsbericht (1910) habe ich schon von diesen gesprochen, hier berufe ich mich bloß auf die Aufschlüsse der Gegenden von Bátos, Görgény-Sóakna, Ydecspatak. Am südlichen Rand ist nach den Angaben des K. Róth v. T. (16. p. 5—6) neben Homoród und Garat dieser Komplex aufgeschlossen; aus dessen oberem sandigem Horizont hat er auch mittelmiocäne Fauna gesammelt. Den auf diesen gelagerten grauen tonigen Komplex (mit dünnen Sandschichten) betrachtet K. Róth auch mittelmiocän auf Grund der dazwischen gelagerten, 0,5 m starken Dacittuffbank; doch muß ich hier bemerken, daß ich diesen Ton immer im engeren Zusammenhang mit dem Hangenden Obermiocän, als mit dem Liegenden fand. Es ist unzweifelhaft, daß dieser Übergangskomplex im Siebenbürger Becken allgemein verbreitet ist, aber von petrographisch ähnlichen — jedoch anderen Horizonten angehörenden — Sedimenten nur durch gründliche Untersuchung unterschieden werden kann. Bei Magyar-Sáros sammelte ich eine der Homoróder äquivalente Fauna, die ich auch im Berichte von 1911 aufzählte.

Was nun das innere Gebiet betrifft, habe ich außer dem schon erwähnten Vorkommen bei Magyar-Sáros das Zutagetreten dieses Horizontes bisher nur in Mező-Pagocsa im Steinbruch und bei Puszta-Kamarás gefunden. Hier ist in dem am Südende des letzteren Dorfes befindlichen Graben dieses leicht erkenntliche Gebilde gut zu sehen; das Einfallen der einen Sandsteinbank maß ich an einer Stelle 18^{0} gegen 24^{h}. In der Bohrung von Maros-Ugra rechne ich von der sandigen grauen Mergelschicht, welche der Bohrer bei 176,2 m durchschnitt, nach unten das Mittelmiocän, in welchem sich bei 240,65 m die erste harte, 0,4 m mächtige Sandsteinbank zeigte. Gleichartige sind in den Teufen von 264, 317, 429, 465, 557 m vorhanden, während bei 378 m der Bohrer eine Dacittuffbank von 3,1 m Mächtigkeit durchschnitt[1].

Laut des Profils der ersten Bohrung von Nagy-Sármás kamen zum Vorschein zwischen „34—55 m graue, glimmerige, mergel-

[1] In meinem Bericht vom Jahre 1911 schrieb ich, daß diese Dacittuffbank wahrscheinlich aus dem tieferen Horizont sei. Darin irrte ich offenbar und ich beeile mich dies zu berichtigen.

artige Quarzsandsteine mit mohnkorngroßen Quarzen" (Papp. S. p. 393). Bei 512 m quarzsandiger Tonmergel (mit *Buliminus Buchiana* d'Orb.), bei 514 m sehr lockerer Quarzsandstein (mit vielen verkohlten Pflanzen), unter 567 m war feinkörniger, mergelartiger Sandstein vorherrschend. Aus diesem Abschnitt kam *Mactra triangula* Renn. und *Lucina* cf. *Dujardini* Desh. zum Vorschein.

Ich konnte aus der Benennung „Sandstein" (viele gebrauchen sie in sehr weitem Sinne!), da ich selbst die Bohrkerne nicht sah, nicht feststellen, wie weit diese und die früher erörterten Sandsteine ident sind. Daher auch dieses Bedenken, weil ich in den von mir untersuchten Bohrkernen der Bohrung III a) die gesuchte Art tatsächlich nicht fand und dieselbe auch bei der Bohrung II keine Erwähnung findet. Im Profil der Bohrung von

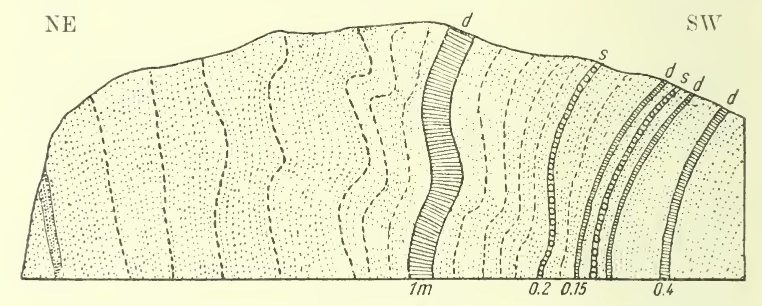


Fig. 2. Aufschluß im Obermiocän bei Csombord.
d = Dacittuffbänke. **s** = Grobsandstein (fossilführend).

Dicső-Szent-Márton war dies klar zu konstatieren: bei 125,6 m zeigte sich die erste (0,4 m mächtige) graue, feste Sandsteinbank, wiederholte sich bei 140, 145, 163, 170, 179, 181 m Teufen. Bei 100, 134,5, 141,5 m sind Meletta-Schuppen, bei 130 m Abdrücke von Knochenfischen und Otolithen vorgekommen. In allen Bohrprofilen sind verkohlte Pflanzenabdrücke und dünne Lignitschnüre häufig. In dem Bohrprofil von Maros-Szent-György (bis 380 m) ist keine feste Sandsteinbank vorgekommen. Es ist aber nicht ausgeschlossen, daß die Feststellungdessen darum nicht möglich war, weil man von der Kernbohrung absah.

Es ist ersichtlich, daß der obere —**B**—Horizont des mittleren Miocäns sich auf der Oberfläche größtenteils auf die Peripherie beschränkt, und Ausnahme von dieser Regel machen auf dem von mir untersuchten Gebiete außer Maros-Ujvár nur Sármás (resp. Puszta-Kamarás), Mező-Pagocsa und Magyar-Sáros. Jedenfalls ist es ein interessanter und der weiteren Forschung werter Zusammenhang mit dem natürlichen Auftreten des Erdgases.

Über die Mächtigkeit der mittelmiocänen Gebilde haben wir keine sicheren Daten; so viel ist aber wahrscheinlich, daß der **A**-

Horizont nicht unter 300 m, der B aber nicht unter 500—600 m geschätzt werden kann, und so ergibt sich ein Komplex von ca. 1000 m.

Die Oberfläche des Siebenbürger Beckens decken hauptsächlich obermiocäne Sedimente. Und da sowohl ihre horizontale als auch ihre vertikale Entwicklung sehr bedeutend ist und die neuere Literatur viele zerstreute Angaben über dieselben enthält, so ist ihre kurze Übersicht ein wenig schwerfällig. Ich muß vorausschicken, daß — nachdem die Ergebnisse meiner neueren Untersuchungen meine wohlbegründete Auffassung über die Möglichkeit der Gliederung der obermiocänen Ablagerungen auf das entschiedenste bekräftigen (obwohl seinerzeit als entschieden irrtümlich apostrophiert!) —, ich die bis jetzt in Ungarn als einheitlich betrachtete Stufe in drei Horizonte gliedere. Ich bemerke hier sofort noch, daß der obere Horizont der bis jetzt für „pannonisch" (= Unterpliocän) aufgefaßte Komplex ist, während die bis jetzt als „sarmatisch" geltenden Gebilde in zwei Horizonte zerteilbar sind.

Den südwestlichen Anhang des Siebenbürger Beckens („Sztrigybucht" genannt) erörtere ich diesmal nicht eingehender. Ich verweise nur kurz darauf, daß ich in meiner Abhandlung über den Sarmat von Rákosd (4.) mehrmals Gelegenheit hatte hervorzuheben, daß die Gliederung des Rákosder Komplexes berechtigt ist. Auf Grund meiner neueren Forschungen bin ich zwar gezwungen, einige Modifizierungen an der damals mitgeteilten (4. p. 26) tabellarischen Übersicht zu machen, aber sie bezieht sich bloß darauf, daß die *Donax*-Schichten noch in den unteren Horizont gehören, während den mittleren der darin zuerst vorkommende Andesitschotter entschieden charakterisiert. In Déva ist der vom unteren Horizont abweichende Charakter sowohl bei der brackischen, als auch der terrestren Fauna nachweisbar, worüber ich in meiner nächsten Publikation eingehend zu sprechen wünsche. Ich bemerke noch, daß die im Becken von Mehádia herrschenden Verhältnisse denen in der Umgebung von Déva sehr ähnlich zu sein scheinen[1].

Zurückgehend auf das bis jetzt behandelte Gebiet des Siebenbürger Beckens, fallen am Ostrande ansehnliche Gebilde ins Auge, von denen erst jüngst charakteristische Fossilien zum Vorschein kamen; obwohl dieselben nicht kennend, vermutete Prof. Koch wenigstens von einem Teile derselben das obermiocäne Alter. Endlich konnte dies K. Papp auch mittels Fossilien beweisen (8.). Später fand auch H. Böckh welche (1. p. 15) und zuletzt sammelte ich selbst Petrefakten. In meinem Aufnahmsbericht befaßte ich mich eingehend mit den in Rede stehenden Ablagerungen, und

[1] Von diesen haben wir auf Grund der Forschungen des Z. Schréter erfahren; auch er konnte im oberen Miocän zwei Horizonte aufweisen.

darum gehe ich nicht weiter darauf ein; ich wünsche nur hervorzuheben, daß wir im östlichen Gürtel gewöhnlich grobe Konglomeratbänke im unteren Horizont sehen, welche, wie es in den Gegenden von Szász-Ludvég, Monor und Kis-Sajó am klarsten zu sehen ist, sich auf das Mittelmiocän diskordant lagerten. Dieses Grundkonglomerat, das am häufigsten an Bindemittel arm ist (daher einfach auch als Schotter bezeichnet werden kann), konnte ich von hier bis zur Linie Mező-Pagocsa—Mező-Sámsond—Maros-Vásárhely verfolgen [1]. Solche beschrieb auch Prof. Koch aus den Gegenden von Felek und Mikes, deren Vorkommen ich selbst auch sah. Auch H. Böckh erwähnt die in der Umgebung von Beszterczе vorkommenden Konglomerate, aber aus seiner Beschreibung geht hervor, daß er zwischen ihnen keinen Unterschied zu machen weiß, obwohl sie voneinander entschieden abweichend sind.

Westlich und südwestlich von Maros-Vásárhely fand ich diese Schicht nicht. Die Hauptursache dessen ist jedenfalls, daß hier dieser Horizont gewöhnlich unter die Oberfläche taucht; es ist aber auch nicht unwahrscheinlich, daß ein Fazieswechsel eintritt, wie ich das aus der Gegend von Mező-Pagocsa, sowie Sármás westlich gehend gewahr wurde, wo mich hauptsächlich eine Dacittuffzwischenlagerung gut orientierte. Am westlichen Rand in der Umgebung von Nagy-Enyed sah ich kein Berühren mit dem Liegenden; soviel ist aber auch hier ersichtlich, daß die unteren Schichten des oberen Miocäns aus kieseligem, grobem Sand und Schotter bestehen. Das geht auch aus den Angaben Herepey's hervor, wonach bei Magyar-Igen auf Neocomschichten sich unmittelbar Konglomerat (mit *Potamides picta* etc.) auflagerte. Ich selbst sammelte Fossilien bei Nagy-Enyed, Csombord, Oláh-Lapád und Oláh-Apahida. In diesem Gebiet kann man auch entschieden feststellen, daß in diesem Horizont auch Dacittuffbänke vorkommen.

Die Verhältnisse der südlichen Strandlinie kenne ich nicht durch Autopsie; ich kann mich bloß auf die Angaben der einschlägigen Literatur berufen (Koch, Pálfy, L. Róth, K. Róth), laut welchen besonders die Verhältnisse der Umgebung von Kőhalom mit den früheren idente Eigenschaften zeigen.

Schon Herepey fiel es auf, daß in der Umgebung von Nagy-Enyed, aber am klarsten im „Pareu Lazului"-Graben von Oláh-Lapád zwei Horizonte des Obermiocäns (Sarmatien) unterschiedbar sind. Diese Beobachtung hat jüngst auch Pávay-Vajna bekräftigt, indem er anwies, daß der auf den unteren Horizont gelagerte sandige Schotter sarmatische Fossilien enthaltende Klötze in sich birgt, deren Material aus dem unteren Horizont herstammt (**10.** p. 428). Die fossilreichen Schollen habe ich auch selbst unter-

[1] In Mező-Pagocsa habe ich im Steinbruch *Potamides picta* var. *mitralis*, *Mactra* sp. und *Bythinia* sp. gesammelt. In Mező-Sámsond aus einer etwas höheren Schicht *Cardium* cf. *obsoletum* Abdrücke.

sucht und fand in denselben außer den schon von Pávay aufgezählten *Cerithium, Hydrobia, Limnocardium* u. a. Arten

Dreissensia polymorpha Pall. n. var.
Dr. Bugensis Andruss.,

die ich als sehr häufig hervorheben muß und hauptsächlich darum auch hier erwähne, weil sie einerseits die Annahme stürzen, daß das Genus *Dreissensia* im Miocän noch nicht aufgetreten ist, anderseits in Déva diese *Dreissensia*-Schicht anstehend im **A**-Horizont des Obermiocäns zutage tritt (mit *Dr. graecata* Andruss., *Dr. alta* Sdbg. und andere Arten), auf welche sich eine dünne, mit *Hydrobia*- und *Planorbis*-Schalen gefüllte Bank auflagert.

Auch das muß ich noch hier bemerken, daß schon in Muzsnaháza in dem glimmerigen, gelben Sand des im westlichen Rand der Gemeinde befindlichen Wasserrisses das Bruchstück einer großen, näher nicht bestimmbaren *Congeria* auffiel. In den oberen gröberen Bänken sind die kleinen Bruchstücke vieler anderer Mollusken zu finden, ihre Bestimmung ist aber unmöglich. Diese grobe, stellenweise schotterige Sandbank habe ich auch in Oláh-Lapád am Anfang des Pareu Barsa (unter der gr.-orient. Kirche) gefunden, wo ihre Lagerung auch ungestört (22^h 4—5^0) ist; darin stieß ich auf *Congeria Partschi* Czjž. Schalen. Am Graben aufwärts schreitend bei der Mündung des linksseitigen dritten Seitengrabens fällt diese Schicht wieder auf (hier schon Schotter). Pávay hat von diesem Orte ein Profil gezeichnet (p. 426), doch muß ich bemerken, daß er dieses einheitliche Glied unrichtigerweise in b- und c-Schichten trennt und noch weniger kann man die **c**-Schicht als pannonisch bezeichnen. Dasselbe steht auch von dem Profil von Puszta und Olán (p. 432). Wahrscheinlich ist dieser Horizont derjenige, der in der Gemarkung der Gemeinden Csákó, Miriszló und Örményes verfolgbar ist.

Ein Teil des Grobsandes (mit kugelartigen Konkretionen von Felek) gehört auch hierher.

Es ist also zu sehen, daß sowohl in den Gegenden von Mehádia, Vajda-Hunyad und Déva, wie in der Umgebung von Oláh-Lapád in der bisherigen Literatur die Spur vorhanden ist, daß die sarmatische Stufe in zwei Horizonte gliederbar ist. Jüngst aber konnte ich am westlichen Rand, hauptsächlich in den Gegenden von Lővér, Maros-Vécs, Ydecspatak dasselbe beobachten und in meinem Aufnahmsbericht (1910) beschreiben. Dies berühre ich wenigstens kurz deshalb, weil es einerseits in dieser Gegend charakteristisch ist, daß das Material des unteren Horizonts im Hangenden in Form von Schollen auftritt, anderseits aber hier so der **A**-, wie der **B**-Horizont in bedeutendem Maße entwickelt ist.

In der Mitte des „Mezöség“ fließen die zwei Horizonte immer mehr zusammen, was uns überhaupt nicht überraschen kann, weil

doch hier auch das Mittelmiocän petrographisch sehr ähnlich entwickelt ist. Es ist wirklich sehr zu bedauern, daß hier die Sedimente an Fossilien sehr arm sind [1], daher ihre Untersuchung und Gliederung erschwert ist. Doch denke ich, daß von den Strandlinien einwärts schreitend, man ihre Lage bestimmen kann.

Der obere Horizont (C) ist sowohl vom Standpunkt der petrographischen Entwicklung, wie auch von dem der Fauna auffallender, obwohl sich das Charakteristikum zwischen der Maros und Kis-Küküllő an vielen Stellen verwischt. Im Laufe des vorigen Sommers hatte ich allererst die Gelegenheit, diese Gebilde zu studieren, welche ich natürlich auf Grund der bisherigen Literatur selbst für Pliocän, resp. „pannonisch" hielt. Von dem Resultate meiner diesbezüglichen Forschungen, resp. von der Einreihung in das obere Miocän sprach ich zuerst in meinem Berichte an das kgl. ungar. Finanzministerium (3). Natürlich kann ich selbst jetzt nicht nach dem eingehenden Studium der gesammelten Fauna behaupten, daß ich die Frage von allen Seiten beleuchtet habe, aber ich muß es als zweifellos halten, daß auch eingehendere Untersuchungen meinen Standpunkt bekräftigen werden.

In Oláh-Lapád suchte ich selbst eventuelle Beweise der meotischen Stufe und kam auf die Überzeugung, daß in dem mittleren Horizont des Obermiocäns gemischte Brackwasser- (*Potamides, Trochus, Tapes* usw.) und Süßwasserfauna eingeschwemmt vorkommt. Dies deckt teilweise die Ergebnisse der Forschungen Pávay's, obwohl er stellenweise auch solche Schichten in das Sarmatikum verweist, die dickschalige Congerien enthalten, während er andere eben deshalb in die pannonische Stufe setzt. Diesbezüglich betone ich auch hier die Wichtigkeit der Rolle der Dreissensien, darauf hinweisend, daß die dickschaligen Congerienarten ebenso beurteilt werden müssen.

Viel schärfer ist die Grenze zwischen dem Liegenden des *Planorbis*-Sandmergels (Pávay, Fig. 21. Schicht d) und dem früher oben charakterisierten Schotter *(Congeria)*. Es ist aber zu erwägen, daß der Übergang in dem auf Änderungen am meisten reagierenden Strandgürtel am wenigsten glatt ist. Aber auch von der Lagerung von Oláh-Lapád konnte ich feststellen, daß sich das im Hangenden des B-Horizonts befindliche Sediment unmittelbar, oder übergänglich auflagerte. Wenn wir aber voraussetzen, daß auf den mittleren Abschnitt des Obermiocäns (Senkung) im oberen Horizont eine Hebung folgte, so müßten die Beweise dessen gerade im Strandgürtel am besten zu sehen sein. Dazu liefert hauptsächlich die Fauna selbst den Beweis. Der in-

---

[1] Daß sie dennoch nicht ganz fossilleer sind, beweisen meine Funde von Mező-Pagocsa und Mező-Sámsond. Diese Gegend zeigt sich auch sonst sehr geeignet zu eingehendem Studium.

teressante Aufschluß des „Olán"-Riedes von Oláh-Lapád bietet in Wirklichkeit eine Fauna, welche nach der bisherigen Auffassung auf die sogen. pannonische Stufe weist. Als solche machten sie auch HEREPEY, und später LÖRENTHEY bekannt. Jüngst erinnert sich PÁVAY ihrer, feststellend im Gegensatz zu den obigen, daß *Melanopsis (Lyrcaea) vindobonensis* FUCHS in den unteren, *Congeria banatica* R. HÖRN. aber in der oberen sandigen Mergelbank vorherrscht und nicht umgekehrt. Diese Daten kann ich z. T. ergänzen. Nebst der in der unteren Schicht herrschenden *Melanopsis vindobonensis* fand ich noch folgende Formen:

Melanopsis (Lyrcaea) Martiniana FÉR.
Limnocardium cf. *Lenzi* R. HÖRN.
„ *plicataeformis* GORJ.-KRAMB.
Dreissensia sp. (1 Exempl.)
Melania sp.
Congeria banatica R. HÖRN. juv. (1 Exempl.)
„ sp. (Bruchstück einer schmalen Form)
Cardium sp. (aff. *plicatum*)
„ cf. *obsoletum* EICHW. (1 Exempl.)

In der oberen Schicht dagegen

Congeria banatica R. HÖRN.
Limnocardium Lenzi R. HÖRN.
Valenciennesia sp. (Bruchstück)
Melania sp.
Planorbis sp. (*tenuistriatus* LÖR.?)
Fischzahn *(Esox?)*

vorkamen. Auch Lignitschnüre sind sichtbar. Im südlichen Eckchen des Aufschlusses von „Olán" wurden in der unteren Schicht eine Fischschuppe, viele dickschalige Congerien *(Partschi, ornithopsis, subglobosa)*, sowie neben *Melanopsis vindobonensis Buccinum duplicatum* SOW. und hauptsächlich zahlreiche Scherben von Cardien gesammelt. Die letzteren sind zwar hier eingeschwemmt, die oben aufgezählten scheinen dagegen „in situ" zu sein.

Es ist erwähnenswert, daß ich an dieser Stelle in der oberen Schicht auch *Melanopsis vindobonensis* fand. So ist es zwar wahr, daß man in Olán einen tieferen und einen höheren Horizont faunistisch unterscheiden kann, hingegen aber, wenn wir an einem ärmeren Fundort 1—2 Exemplare sammeln können, ob es *Lyrcaea* oder *Congeria* sind, ist der Horizont doch nicht sicher bestimmbar. Es ist auch bekannt, daß in andern Gegenden Ungarns (untere Donau, Comitat Szerém), ja sogar in Rumänien, gerade die *Congeria banatica, Limnocardium Lenzi* und *Valenciennesia*-Arten es sind, welche den tiefsten Horizont der „pannonischen" (?) Ablagerungen bezeichnen.

In der SE-lichen Fortsetzung des Olán-Grates („Humoris“ genanntes Ried), nahe am Gipfel, ist grauer Sand mit sandigen Tonbänkchen aufgeschlossen. In der Mitte des Aufschlusses ist eine Schotterbank sichtbar; im Liegenden derselben fand ich nach langem Suchen den Abdruck je eines sehr schlecht erhaltenen Exemplars von *Cardium* sp., *Limnocardium* sp. und *Congeria* cf. *banatica*. Blattabdrücke sind ziemlich häufig. Von diesem Punkte südlich am Ufer des Lapádbaches ist der gelbe Sand des B-Horizontes aufgeschlossen.

(Schluß folgt.)

Der „Ausraum“.

Von **Hans Spethmann** in Berlin.

Von der abtragenden Kraft des fließenden Wassers werden die weichen Schichten schneller fortgeräumt als die harten, und es entstehen Hohlformen. In Landschaften mit gleichmäßigem Schichtbau sind es in der Regel nur Täler, die derart hervorgerufen werden, z. B. viele der subsequenten Täler der Schwäbischen Alb. Ist der Untergrund aber nicht so gleichmäßig gebaut, so treten in sich geschlossene Hohlformen in die Erscheinung, die je nach der Verteilung von Hart und Weich verschiedene Gestalt annehmen. Deshalb lassen sich ihre äußeren Formen auch nur durch einen weitgehenden Begriff in ein Wort kleiden. Gemeinsam ist ihnen aber die Entstehung: durch die Tätigkeit fließenden Wassers wurde ein Raum ausgeräumt, so daß man von einem „Ausraum“ sprechen kann.

Solche Ausräume sind eine weit verbreitete Erscheinung, die auf deutschem Boden sowohl im Falten- wie im Schollengebirge zu finden sind. Die Mulde des Hils bietet ein gutes Beispiel für einen Ausraum in gefaltetem Gebirge, der Lakkolith südlich Zwickau, bei dessen Abtragung das Innere weniger widerstandsfähig war als die Kontaktzone, ist ein Fall aus einer in jüngerer Zeit im inneren Bau wenig gestörten Scholle, die Wittlicher Senke im Moselgebiet liefert einen Beleg aus einer in jüngerer Zeit tektonisch stärker beeinflußten Masse.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. August 1912

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1912. No. 15.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ein einfaches Modell zur Veranschaulichung des Achsenbildes einachsiger Kristalle in konoskopisch betrachteten Schnitten.

Von **N. Besborodko** in Nowotscherkassk.

Mit 6 Textfiguren.

Mit dieser Notiz will ich den Fachgenossen, die das mikroskopische Praktikum der Studenten leiten, entgegenkommen und ihnen diese Aufgabe dadurch erleichtern, daß ich hier ein leicht und schnell herstellbares Modell beschreibe, mittels dessen eine Reihe Erscheinungen sich demonstrieren lassen, die für einachsige

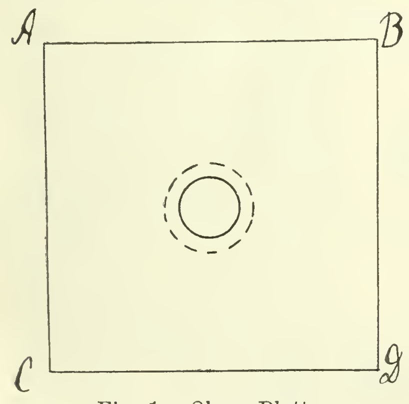


Fig. 1. Obere Platte.

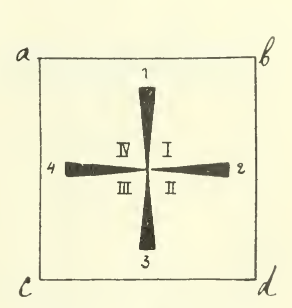


Fig. 2. Untere Platte.

Kristalle bei der Untersuchung derselben in konvergentem polarisierten Licht charakteristisch sind.

Bei den mikroskopischen Untersuchungen der erzführenden Gesteine im Institut für angewandte Geologie und Mineralogie in Nowotscherkassk wird ein von mir vorgeschlagenes, sehr einfaches und veranschaulichendes Modell gebraucht, welches bei der Besprechung und Erklärung der Kreuzfigur und der damit verbundenen weiteren Operationen (hauptsächlich bei der Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung vermittelst Gipsplättchen vom Rot 1. Ordnung) gute Dienste leistet.

Auf den Fig. 1 und 2 sind zwei Platten abgebildet, die aus dickem Karton, Metall oder einem Holzbrett hergestellt sind. Die obere Platte (Fig. 1) ist mit einer Öffnung von etwa 2 cm Durchmesser versehen, welche das Gesichtsfeld des Mikroskops darstellen soll; auf derselben Platte, nur auf ihrer unteren Seite wird eine

Leitrinne angebracht in etwa 3—4 mm Abstand rings um die genannte Öffnung, wie es auf Fig. 1 punktiert angedeutet ist. Die untere Platte (Fig. 2) trägt ein auf ihr aufgezeichnetes Kreuz; durch den Schnittpunkt des Kreuzes geht ein Stift „s" (Fig. 4), dessen oberer Teil auf der anderen Seite der Platte erscheint, doch dabei immer so klein bleibt, daß seine Länge die Tiefe der Leitrinne der ersten Platte nicht übersteigt.

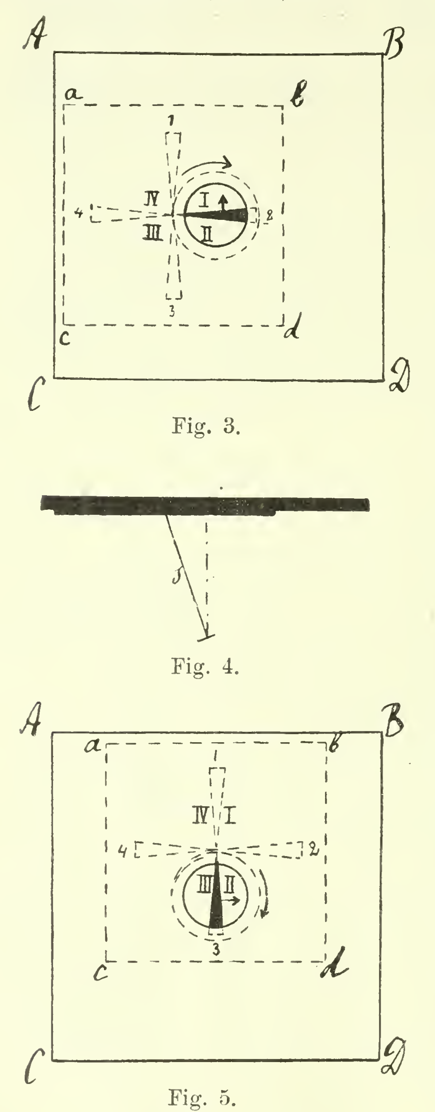


Fig. 3.

Fig. 4.

Fig. 5.

Legt man die obere Platte (Fig. 1) dicht an die untere Platte (Fig. 2) so, daß die Kreuzmitte in die Öffnung hineinfällt, so erhält man das bekannte Bild der in konvergentem Licht erscheinenden Kreuzfigur, welches den nahe senkrecht zur optischen Achse geschnittenen einachsigen Mineralien eigen ist. Der Stift „s" (Fig. 4), welchen man dabei in entsprechender aufrechter oder wenig geneigter Stellung hält, dient hier als die optische Achse der ganzen Figur.

Nun schiebt man die Kreuzmitte der unterenPlatte etwas seitwärts von der Öffnung, so daß der hervorragende Teil des geneigten Stiftes „s" in die ringförmige Leitrinne der oberen Platte hineinragt (Fig. 3). Man sieht daraus, daß bei solcher Vereinigung der beiden Platten durch die Öffnung nur ein einziger Balken (auf Fig. 3 z. B. Balken „2") zum Vorschein kommt. Jetzt dreht man die untere Platte in der Richtung des Pfeiles, so daß der Stift „s" immer der Leitrinne folgt und beim Drehen einen Kegel beschreibt (Fig. 3—5), die Kreuzbalken aber

sich selbst parallel bleiben. Dies wird einfach erreicht, indem man stets bei der Drehung dafür sorgt, daß die entsprechenden Seiten der beiden Platten ebenso in parallelen Stellungen (A B // a b; CD // c d usw.) zueinander verbleiben. Der Studierende soll dabei darauf aufmerksam gemacht werden, daß die Kreuzbalken den Schwingungsrichtungen der beiden Nicols entsprechen müssen, die bei der ganzen Operation unveränderlich bleiben, während der Schnittpunkt des Kreuzes, welcher dem Austritt der geneigten optischen Achse entspricht, bei Drehung des Kristalls einen Kreis um das Zentrum des Gesichtsfeldes beschreiben muß.

Die ganze Operation veranschaulicht die Balkenbewegung bei einachsigen Mineralien, wie sie ausführlich in Lehrbüchern [1] beschrieben wird.

Das Modell zeigt dabei den Studierenden, daß man den Charakter der Doppelbrechung einachsiger Kristalle auch dann erkennen kann, wenn derselbe nicht senkrecht zur optischen Achse ausgeschnitten ist und im Mikroskop nur die Balken und kein Kreuz bemerkbar ist.

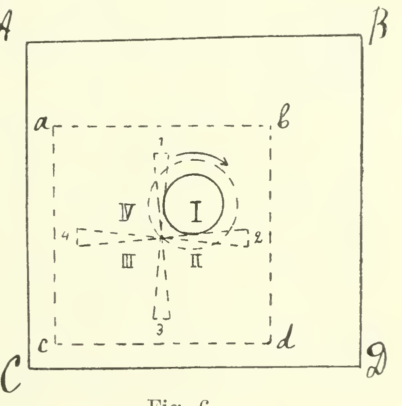


Fig. 6.

Das dazu dienende Gipsplättchen vom Rot I. Ordnung ist, wie bekannt, dann zu gebrauchen, wenn man die Anordnung (I—IV Fig. 2—6) der im Gesichtsfeld des Mikroskops vorhandenen Quadranten des Kreuzes richtig kennt. Diese Anordnung der Quadranten ist ohne weiteres klar, wenn beim Drehen des Mikroskoptisches durch das Gesichtsfeld mindestens zwei Balken des Kreuzes auf einmal wandern. Ist dies nicht der Fall, so ist die Sache für den Studierenden immer erschwert; es ist dann empfehlenswert, das oben beschriebene Modell zu Rate zu ziehen. Der Studierende sieht bald, daß bei Drehung der unteren Platte in oben beschriebenem Sinne (in der Richtung des Pfeiles) jeder Balken der Kreuzfigur eine charakteristische, bloß ihm zukommende Bewegung besitzt, wie es aus dem folgenden Schema leicht ersichtlich ist.

Balken 1 bewegt sich vertikal nach links,
„ 2 „ „ horizontal nach oben (Fig. 3),
„ 3 „ „ vertikal nach rechts (Fig. 5),
„ 4 „ „ horizontal nach unten.

[1] Dr. E. Weinschenk, Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskops. 1910. p. 113.

Wenn der Studierende dieses Schema richtig verstanden hat, so ist er immer imstande, sofort zu erkennen, welchen Quadranten er im Gesichtsfeld seines Mikroskops hat. Dabei können sämtliche Balken aus dem Gesichtsfeld des Mikroskops vollständig verschwinden (Fig. 6). Man braucht nur zu wissen, welchen Charakter der Bewegung der letzte durch das Gesichtsfeld des Mikroskops gewanderte Balken besaß, um dadurch die Nummer des im Gesichtsfeld vorhandenen Quadranten richtig zu beurteilen. Z. B.:

a) die Bewegung des Balkens war
horizontal nach oben (Balken 2),
es ergibt sich hiermit Quadrant II;
b) die Bewegung des Balkens war
vertikal nach rechts (Balken 3),
es ergibt sich hiermit Quadrant III usw.

Will man den Quadrant I im Gesichtsfeld erhalten, um die Färbung dieses Quadranten nach einer Einschaltung des Gipsplättchens erkennen, so wird man folgenden Balken durch das Gesichtsfeld des Mikroskops laufen lassen:

c) vertikal nach links (Balken 1),
es ergibt sich hiermit Quadrant I (Fig. 6).

Rechts von dem letzten, vertikal nach links gewanderten Balken liegt der gewünschte Quadrant I; schiebt man das Gipsplättchen in das Mikroskop ein, so wird hiermit die Frage über den Charakter der Doppelbrechung erledigt.

Auf Grund desselben Prinzips kann man das beschriebene Modell auf verschiedene Weise modifizieren und verbessern.

Institut für angewandte Geologie und Mineralogie
am Polytechnikum in Nowotscherkassk.

Ueber die topischen und die Valenz-Parameter.

Von **A. Fock** in Berlin.

Die von Becke [1] und Muthmann [2] aufgestellten topischen Parameter χ, ψ und ω werden bekanntlich aus den geometrischen Konstanten eines Kristalls in der Weise hergeleitet, daß man die kristallographischen Achsen a, b, c mit dem topischen Faktor

$$\sqrt[3]{\frac{V}{a \,.\, c \,.\, \sin\beta \,.\, \sin\gamma \,.\, \sin A}}$$

multipliziert. In dieser Formel bedeutet V das beobachtete Molekularvolumen (Quotient aus Molekulargewicht und spezifischem Ge-

[1] Anzeiger d. k. Akad. d. Wissensch. Math. Abt. **30**. p. 204. (1893.)
[2] Zeitschr. f. Krist. **22**. p. 497. (1894.)

wicht) und der Nenner $a \cdot c \cdot \sin\beta \cdot \sin\gamma \cdot \sin A$ stellt das berechnete Molekularvolumen dar, wie es sich auf Grundlage der Raumgittertheorie ergibt; denn dem Molekularvolumen einer Substanz entspricht hiernach der Voluminhalt eines Elementarparallelepipeds, und dessen Kanten und Winkel werden im allgemeinen durch die geometrischen Konstanten a, b, c; α, β, γ und A, B, C gegeben.

Als Zweck und Aufgabe der topischen Parameter ist es nun hingestellt worden, die Kristallstruktur der isomorphen und morphotropen Reihen anschaulich vergleichbar zu machen und insonderheit die relativen Abstände der Moleküle in den Achsenrichtungen darzustellen. Bei näherer kritischer Überlegung dürfte indessen zunächst die Frage nahegelegt werden, ob dieser Zweck nicht rationeller erreicht werden kann, wenn man einfach den kristallographischen Achsen den topischen Faktor in ausgerechneter Zahl hinzufügt.

Betrachtet man nämlich eine einzelne kristallisierte Substanz für sich allein, so sagen die topischen Parameter hinsichtlich der Kristallstruktur eigentlich nicht mehr aus als die kristallographischen Achsen; beide geben an der Hand der Raumgittertheorie die relativen Abstände der Moleküle in den Achsenrichtungen. Der Unterschied rührt nur daher, daß eine Multiplikation mit einer Zahl stattgefunden hat, deren Größe von den gewählten Maßeinheiten abhängig bleibt. Nach dem ersten Blick müßte dem topischen Faktor

$$\sqrt[3]{\frac{V}{a \cdot c \cdot \sin\beta \cdot \sin\gamma \cdot \sin A}}$$

ja überhaupt der Zahlenwert 1 zukommen, und zwar insofern, als der Zähler V und der Nenner $a \cdot c \cdot \sin\beta \cdot \sin\gamma \cdot \sin A$ ein und dieselbe Größe bezeichnen, nämlich das Molekularvolumen, und zwar bei derselben Substanz. Wenn eine andere Zahl resultiert, so ist das darin begründet, daß im Zähler V — als dem gemessenen Molekularvolumen — die konstanten Maßeinheiten der Länge (cm) und Maße (g) stecken, während im Nenner $a \cdot c \cdot \sin\beta \cdot \sin\gamma \cdot \sin A$ eine solche konstante Einheit nicht zu finden ist, vielmehr die Achse b allein als relative Maßeinheit in Betracht kommen kann.

So lange man also die topischen Parameter als relative Werte betrachtet, und sofern es sich um eine einzelne Substanz handelt, hat also hiernach ihre Aufstellung neben den kristallographischen Achsen sicher keine Berechtigung.

Etwas anders wird freilich die Sachlage, wenn man die topischen Parameter nicht als relative Werte betrachtet, sondern als sogen. absolute Werte, d. i. als Größen, welche in Zentimetern gemessen sind, und das ist insofern möglich, als ihr Produkt — unter Berücksichtigung der Achsenschiefe — den Zahlenwert des

beobachteten Molekularvolumens V liefert. Bei solcher Auffassung aber darf in der Formel für den topischen Faktor der Ausdruck $a \,.\, c \,.\, \sin\beta \,.\, \sin\gamma \,.\, \sin A$ korrekterweise nicht mehr als das Volumen des Elementarepipeds hingestellt werden, sondern muß als eine unbenannte Zahl gedeutet werden, welche das Verhältnis dieses Volumens zu derjenigen Volumeinheit ausdrückt, die durch einen Würfel von der Kantenlänge der Achse b dargestellt wird.

Als absolute Werte betrachtet, bestimmen also hiernach die topischen Parameter die Kantenlängen eines Parallelepipeds, das das gleiche Volumen besitzt, wie das beobachtete Molekularvolumen V, und dessen Form mit derjenigen des Elementarepipeds übereinstimmt oder doch in naher Beziehung steht. Und dividiert man durch die Kubikwurzel aus der Avogadro'schen Zahl $N = 6{,}2 \times 10^{23}$, so erhält man schließlich direkt den Abstand der Moleküle in den Achsenrichtungen, und zwar in Zentimetern ausgedrückt.

Indessen vom Standpunkte der allgemeinsten Strukturtheorie lassen sich diese Werte auch ebensogut als die Dimensionen der Moleküle in den Achsenrichtungen auffassen, denn ob ich mir einen Kristall aus lauter kleinsten Parallelepipeden aufgebaut denke, oder annehme, daß seine Moleküle nach Raumgittern angeordnet sind, erscheint im wesentlichen gleich berechtigt, und die Anzahl der Moleküle bezw. Parallelepipede bleibt in jedem Falle die gleiche. Im ersteren Falle wird angenommen, daß die Moleküle den Raum völlig ausfüllen, im zweiten Falle werden sie dagegen als ausdehnungslos, d. i. als Punkte betrachtet, und beide Annahmen dürften gleichwertigen Bedenken unterliegen.

Unabhänig von diesen beiden Grenzfällen lassen sich die topischen Parameter zwar scheinbar einwurfsfrei als Abstände der molekularen Mittelpunkte deuten, aber stillschweigende Voraussetzung bleibt dabei, daß die kristallographischen Achsen a, b, c auch immer mit den Kanten der kleinsten Elementarepipede zusammenfallen, und darüber dürfte in den meisten Fällen keine sichere Entscheidung möglich sein. Denn für die eindeutige Feststellung des Raumgitters fehlt es — zumal im rhombischen und monoklinen, d. i. den häufigsten Systemen an den erforderlichen bestimmten Kennzeichen, und bei den sogen. zentrierten Raumgittern können ja die Kanten des Elementarepipeds überhaupt nicht bezw. nur z. T. den kristallographischen Achsen parallel gehen. So entspricht z. B. bei dem zweiten monoklinen Raumgitter, bei dem das wirkliche Elementarepiped ein monoklines Prisma darstellt, keine Kante der Symmetrieachse, und wenn man zu dem Zwecke an Stelle des monoklinen Prismas die zentrierte gerade rhomboidische Säule setzt, dann hat man es nicht mehr mit dem eigentlichen und wirklichen Elementarepiped zu tun, und die so resultierenden molekularen Abstände erhalten eine abweichende Bedeutung und können nicht mehr als die kleinsten hingestellt

werden. Desgleichen finden sich unter den vier Raumgittern des rhombischen Systems sogar drei, bei denen sich die Verhältnisse notwendig mehr oder weniger ähnlich gestalten müssen.

Eine allgemeine physikalische Deutung der topischen Parameter behält also immer ihre großen Unsicherheiten und Bedenken, und diese fallen um so mehr ins Gewicht, wenn man jene Zahlen nicht mehr als relative Werte auffaßt, sondern als sogen. absolute Größen, die in Zentimetern gemessen sind.

Als relative Größen betrachtet haben die topischen Parameter gegenüber den kristallographischen Achsen, die ja auch relative Werte der gleichen Dimensionen darstellen, zu wenig voraus, und die Verschiebungen dieser Werte in den isomorphen Reihen, die ja für alle drei Achsen die gleichen sind, dürften einfacher durch die Angabe des topischen Faktors zur Darstellung gelangen, falls nicht schon die Kenntnis des Molekularvolumens für genügend erachtet wird.

Als absolute Werte aber können die topischen Parameter nur ausnahmsweise gelten, nämlich nur dann, wenn das Raumgitter sicher festgestellt ist und zu dem die Kanten des Elementarepipeds den kristallographischen Achsen parallel gehen. Das letztere aber kann in der Mehrzahl der Fälle überhaupt nicht zutreffen.

Die Endfrage bleibt aber schließlich überall, ob eine aufgewendete Mühe und Arbeit auch dem Gegenstande und den Umständen angemessen ist, und die definitive Entscheidung dürfte hier — wie wohl allgemein anerkannt — allein durch den Grad der Fruchtbarkeit gegeben werden können. Nun die Möglichkeit, daß zwischen den richtigen topischen Werten und anderen physikalischen Konstanten einmal ein gesetzmäßiger Zusammenhang aufgefunden wird, ist natürlich nicht ausgeschlossen; und einen Anfang nach dieser Richtung hin kann man vielleicht in der von Einstein[1] aufgestellten Beziehung zwischen den Abständen der Moleküle, den Eigenfrequenzen, dem Wärmeleitungsvermögen sowie dem Atomgewicht erblicken. Indessen wird hierbei zunächst nur der mittlere Abstand der Moleküle in Betracht gezogen, und dementsprechend dürfte auch der topische Faktor hier eher von Bedeutung werden können, als die topischen Parameter. Den letzteren fehlt es jedenfalls einstweilen zu sehr an der nötigen Verwendbarkeit und Fruchtbarkeit und dementsprechend dürfte ihre allgemeine Aufstellung auch keine Berechtigung haben.

Zur Lösung des Hauptproblems der Kristallographie, des sogen. Symmetrieproblems aber können die topischen Werte überhaupt nicht beitragen, und zwar insofern, als sie einzig die Raumgitterstruktur berücksichtigen und nach dieser nur sieben, nicht aber 32 verschiedene Kristallgruppen möglich sind.

---

[1] Ann. d. Phys. 35. 688. (1911.)

Eine ähnliche Auffassung wurde auch schon von Barlow und Pope [1] geäußert, indem sie schrieben: „The topic axial ratios however have no signification, which assits in the detection of relationships between crystalline form and molecular constitution; and it is for this reason, that their study has hitherto afforded no information on the subject which could not have been equally well derived from the consideration of the ordinary axial ratios". Wenn aber die genannten Forscher [2] an Stelle der topischen Parameter die sogen. Äquivalenz- oder Valenzparameter setzen, so werden dadurch die angeführten Bedenken und Unsicherheiten durchaus nicht verringert, sondern nur wesentlich verstärkt und vermehrt.

Die Valenzparameter ergeben sich, wenn man in der Formel für den topischen Faktor

$$\sqrt[3]{\frac{V}{a \cdot c \cdot \sin\beta \cdot \sin\gamma \cdot \sin A}}$$

das beobachtete Molekularvolumen V ersetzt durch das Valenzvolumen W, wie solches erhalten wird, wenn man V durch die Anzahl der chemischen Valenzen dividiert, welche in der vorliegenden Verbindung auftreten. Die Berechnung der Valenzparameter läuft demnach ebenso wie die der topischen Parameter darauf hinaus, daß man die kristallographischen Achsen mit ein und derselben Zahl multipliziert, und dementsprechend bleibt auch hier die Frage, ob es nicht ebenso einfach bezw. zweckmäßiger ist, mit den gewöhnlichen Achsen auszukommen und eventuell den Valenzfaktor resp. das Valenzvolumen gesondert zu berücksichtigen.

In Hinsicht auf den heutigen Zustand der Valenzlehre und insonderheit auf die Unterscheidung von Haupt- und Nebenvalenzen, Elektrovalenzen etc. kann aber die Bestimmung der Anzahl der Valenzen nicht frei von einer gewissen Willkür bleiben, und demgemäß bringt auch die Aufstellung der Valenzparameter außerordentlich große Gefahren mit sich, die bereits von Panebianco [3] hervorgehoben worden sind. Zudem kommt, daß zur Lösung des Hauptproblems der Kristallographie, des Symmetrieproblems, die Valenzparameter ebensowenig beitragen können wie die topischen Parameter, denn für ihre Aufstellung wird gleichfalls einzig die Raumgitterstruktur in Betracht gezogen.

Gegenüber den topischen Parametern aber besitzen die Valenzparameter den großen Nachteil, daß bei ihnen die Möglichkeit einer exakten physikalischen Deutung verloren geht. Während die topischen Parameter sich doch wenigstens in den Fällen, wo

---

[1] Journ. of Chem. Soc. London. 89. 1680. (1906.)

[2] Journ. of Chem. Soc. **91**. 1150. (1907.) **93**. 1528. (1908.) **97**. 2308. (1910.)

[3] Rivista da Mineralogia e Cristallografica Italiana. **34**. 5. **35**. 5.

die Natur des Raumgitters sicher festgestellt ist, und überdies die Kanten des Elementarepipeds den kristallographischen Achsen parallel liegen, sich einwurfsfrei als Abstände der molukulären Mittelpunkte auffassen lassen, fehlt es bei den Valenzparametern für eine gleiche oder ähnliche Deutung an der nötigen Begründung. Zwar stellt die Summe des Valenzvolumen W das Molekularvolumen V dar, indessen um dem Valenzvolumen allgemein die Form eines Parallelepipeds zuzuschreiben — wie Barlow und Pope es tun, müßte die Raumgitterstruktur zunächst auch für den Aufbau des Moleküls aus dem Atomen bezw. des Molekularvolumens aus dem Valenzvolumen begründet werden. Das aber erscheint schon wegen der Zahlenverhältnisse vielfach unmöglich, zumal ja die Anzahl der Valenzen und die Anzahl der gebundenen Atome nicht immer übereinstimmen. „Die Prinzipien der dichtesten Packung“ und der „Konstanz des Valenzvolumens“, mit denen operiert wird, können in dieser Hinsicht nichts begründen und sind schließlich ja auch nur ein anderer Ausdruck dafür, daß Atom- und Molekularvolumen im großen und ganzen zu den additiven Größen gehören. Und wenn man allgemein das Atomvolumen als kugelförmig betrachtet, so wäre es wohl näherliegend, auch dem Valenzvolumen die gleiche Gestalt zuzuschreiben. Die Auffassung desselben als Parallelepiped mit Kantenlängen, die den kristallographischen Achsen proportional sind, müßte jedenfalls erst durch neue Tatsachen und Gründe gerechtfertigt werden.

Die Neogenablagerungen des Siebenbürger Beckens.

Von Privatdozent Dr. **St. v. Gaál** in Kolozsvár.

Mit 5 Textfiguren.

(Schluß.)

Verfolgen wir nun diese Schichten gegen E!

Wie ich bereits erwähnte, ist im Marostale am Fuße der Hügel und der Wasserrisse der B-Horizont des mittleren, und A-Horizont des oberen Miocäns aufgeschlossen. Den B-Horizont des letzteren konnte ich nur bei Oláh-Apahida sehen. In Magyar-Bagó aber orientieren uns die in glimmerigen grauen und gelben Sandschichten sichtbaren Blattabdrücke nicht. Aber die Höhenverhältnisse in Betracht nehmend, können wir den B-Horizont hypothetisch bestimmen, bemerkend, daß die Limonitsandbank, welche um die Spitze des Hügels (459 m) sichtbar ist, schon auf den obersten —C— Horizont hinweisen kann. In Háporton hat den einen Fundort schon Prof. Koch aufgesucht. Ich selbst habe am SW-lichen Abhang des Ringyik (521 m) aus dem Mergel, der zwischen dem grauen glimmerigen Sand (mit Limonitkonkretionen) gelagert ist, gesammelt. Bemerkenswert ist, daß, obwohl die

Fossilien häufig und verhältnismäßig gut erhalten sind, ich nur folgende drei Arten sammeln konnte:

Congeria banatica R. Hörn,
Limnocardium Lenzi R. Hörn,
„ *syrmiense* R. Hörn.

Beiläufig in der Mitte des Hügels, wie auch um Oláh-Szilvás herum, sind die typischen Ablagerungen des B-Horizontes zu sehen, während in Ispámlaka, von der Kote 370 SE-lich, im Mergel sich die schlecht erhaltenen Abdrücke von Congerien, Limnocardien und Cardien, in verhältnismäßig tiefliegendem Niveau zeigen. Von den nach E liegenden Ortschaften ist Hari der reichste Fundort; schon Herepey kannte ihn, er erwähnt aber bloß zwei Arten. Mir gelang es, am Beginn des Wasserrisses am östlichen Ende der Gemeinde im grauen Mergel auf sehr gut erhaltene Fossilien von:

Limnocardium Lenzi R. Hörn,
Cardium sp.,
Congeria aff. *subcarinata* Desh.,
Congeria an. n. sp. (sehr gut erhalten),
Melanopsis (Lyrcaea) *vindobonensis* Fuchs,
Melania sp.,
Helix sp.,
Amphibia (2 Knochenfragmente),
Fischschuppen,
Ostracoda

zu stoßen. Von da mich auf den nach Batizháza führenden Weg wendend, fand ich in dem am Anfange des Weges gelegenen Wasserrisse einige schwach erhaltene Bruchstücke von *Limnocardium Lenzi*, *Cardium* sp., wie auch dickschalige Congerien (*C. ornithopsis* (?) juv.). Am Südende von Batizháza aber fand ich in dem bisher für mittelmiocän gehaltenen Sandmergel Congerien. Wie es scheint, haben wir hier mit dem Lyrcaea-Horizont zu tun [1].

Weiterhin nach E, in den Einschnitten der von Ozd nach Magyar-Sülye führenden Serpentinstraße, ist der untere Schichtenkomplex aufgeschlossen, in welchem glimmeriger, gelber Sand mit Tonbänken abwechselt. Dieser Komplex führt Bruchstücke von *Limnocardium Lenzi,* sowie *Cardium* sp. Zu oberst kommen nur Blattabdrücke vor. Am Abhang dieses Berges gegen Magyar-Sülye zu ist am Fuße auch der untere Horizont aufgeschlossen; dieser aber ist fossilleer. Daneben fallen einige weiße Mergelbänke auf, diese verfolgte ich ostwärts bis nach Dicsö-Szent-Márton. Am Wege fand ich in Magyar-Herepe, nahe am Gipfel des „Herepebércz“ in so weißem Mergel *Cardium*-Abdrücke und etwa 25 m

[1] Herepey erwähnt zwar auch *Congeria banatica* von hier und betrachtet den Horizont als einen durch diese bezeichneten.

unter dem Gipfel des Horgostetö (567 m) von Királyfalva in ebensolchem Mergel *Cardium* an n. sp. und *Limnocardium Lenzi.*

Es scheint, daß wir auf ganz kongruentes Ergebnis kommen, wenn wir längs des Kis-Küküllötales aufwärts schreiten. Sehr lehrreich sind die geologischen Verhältnisse in der Umgebung von Balázsfalva, wo, wie aus L. Róth's Bericht folgt, die Aufeinanderfolge der Schichten ganz klar ist, und außerdem auch Versteinerungen häufig genug vorkommen.

Hier bemerke ich, daß wir die ganz fossilleeren sandigen und mergelartigen Gebilde im Bohrloch von Dicsö-Szent-Márton bis 90—100 m Teufe unter der Oberfläche in den A- resp. B-Horizont des oberen Miocän stellen müssen (wie dies auch Prof. Koch's Profil zeigt). Auf diese Weise also kann der C-Horizont das Mittelmiocän nicht unmittelbar berühren. Und wenn wir auch von Dicsö-Szent-Márton N-wärts nach dem Marostale gehen, können wir uns davon vollkommen überzeugen. Hier können wir die lockeren grauen Sand- und Mergelschichten des Kammes der Wasserscheide in den C-Horizont des Obermiocäns einreihen, aber den tiefer liegenden gelben Tegel (mit Gips- und Dacittuffbänken) können wir jedenfalls als Vertreter des A-, resp. B-Horizonts betrachten. Dies verlangt nicht nur sein petrographischer Charakter, sondern auch der Umstand, daß das Mittelmiocän im Bohrloch von Maros-Ugra nur in der Teufe von 176 m erreicht wurde. Und falls wir gegen Bázna (südlich von Dicsö-Szent-Márton) gehen, sehen wir, daß der fossilleere gelbe Tegel (mit Gips) und Sand (mit Tuffschollen) an der Oberfläche ist, welche auf der Spur Koch's auch Phleps (11. p. 5), der gründlichste Kenner der Gegend, in den unteren Horizont des Obermiocäns stellt, nachdem es ihm gelang, darin sogar *Cardium obsoletum* Eichw. zu finden. L. Roth v. T. qualifiziert ihn in seinem Aufnahmebericht als pannonisch, gewiß deshalb, weil er von W. hier angelangt, diese Bildungen in der direkten Fortsetzung der Congerienschichten fand.

Vom Südrand kann ich mich nur auf Literaturangaben berufen. Als bemerkenswert erwähne ich, daß Prof. Koch in der Umgebung von Szerdahely und Nagy-Apold auf dem kristallinischen Schiefer der Südkarpathen einen feinen Tonmergel gelagert fand, der *Congeria banatica* führt.

Vom Ostrand kann ich aber auf Grund eigener Beobachtungen sprechen. Was das Andesitgerölle des von Idecspatak nördlich gelegenen Csuhajberg (635 m) und den Schotter (westlich von der Gemeinde) betrifft — welche ich bereits in meinen Berichten besprochen hatte —, kann ich die Verhältnisse an der Hand von Fig. 3 folgend skizzieren:

Auf das im Wasserriß zutage tretende M. II. B lagert sich M. III. A. Dieser Horizont läßt sich bis zum Gipfel des vorerwähnten Csuhajberg verfolgen. Der Gipfel selbst besteht aus

riesigem Andesitgerölle. Und wenn wir jetzt zu dem früher erwähnten Wasserriß zurückkehren, so müssen wir den auffallend discordanten Schotter für viel jünger bestimmen, als das Gerölle am Gipfel. Aber Pleistocän kann es doch nicht sein, da dasselbe in Form gut ausnehmbarer Terrassen im Hangenden tatsächlich vorhanden ist, und auch durch sein Material sich von ihm wesentlich unterscheidet. Das Gerölle auf dem Gipfel ist also obermiocän, was mit anderen Beobachtungen in der Gegend gut übereinstimmt [1].

Es ist sozusagen eigenartig, daß die Grenzlinie unserer Ablagerungen gegen N. sehr verwischt ist, wie ich das schon früher hervorhob. In dieser Beziehung habe ich noch keine Details. Es

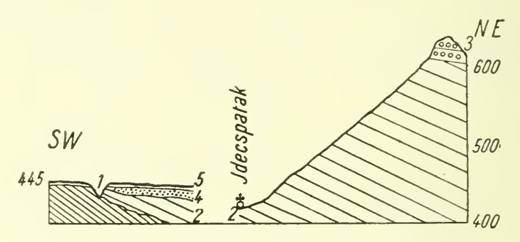


Fig. 3. Das Pliocän bei Idecspatak.
1. Mittelmiocäner Tegel. 2. Obermiocäner grauer Sand und Tegel. 3. Andesit-Gerölle. 4. Pliocäner Schotter. 5. Terrassenschotter und lößartiger Ton.

scheint, daß die Grenze im großen ganzen die Wasserscheide der Maros und Kis-Küküllö ist, aber es ist doch wahrscheinlicher, daß sie wenigstens zwischen Maros-Ludas und Maros-Keresztúr auch auf das rechte Ufer der Maros hinübergreift.

Das summierend, was wir von den bisher zum Pliocän gerechneten Ablagerungen sagten, so bestehen zwei gleicherweise entscheidende Ursachen dafür, daß wir diese Bildungen in das Obermiocän stellen. Die eine ist die Lagerung, welche hauptsächlich in der Umgebung von Dicsö-Szent-Márton den festen Zusammenhang mit den älteren obermiocänen Ablagerungen klar beweist; aber überall ist es offenbar, daß eine längere Erosionsperiode unseren Sedimenten nicht vorangehen konnte. Der auch von den bisherigen Forschern erkannte B-Horizont unterscheidet und trennt sich viel schärfer von seinem Liegenden, als seinem Hangenden. Andererseits ist der feste Zusammenhang auch paläontologisch vorhanden. Allen Zweifel ausgeschlossen kennen wir aus den siebenbürgischen obermiocänen Sedimenten Dreissensidae und Melanopsidae, im C-Horizont hingegen kommt auffallend viel Cardium vor. Diesen auffallenden Charakterzug der „pannonischen“

[1] Ich fand im fossilführenden Obermiocän — nächst Maros-Vécs — Lapilli von Pyroxen-Andesit!

Fauna des Siebenbürger Beckens finden wir schon in der bisherigen Literatur hervorgehoben[1].

Und wenn wir voraussetzen, daß die Pyroxen-Andesite der Hargita zu einer Zeit hinaufbrachen, so sind die Maros-Vécser Lapilli und die von L. v. Roth im „Pannonischen" von Szépmezö gefundenen Bomben auch starke Beweise.

Die durchschnittliche Mächtigkeit des Obermiocäns setze ich auf 400—500 m, an einzelnen Stellen übersteigt sie auch 800 m.

Hier kann ich mich zwar nicht eingehend darauf einlassen, aber ich muß doch die Frage der meotischen Stufe in Ungarn erwähnen. Ich halte es nämlich für möglich, daß die oberste Schichtengruppe des C-Horizonts hieher eingereiht werden kann. Diese Frage wird nicht bloß auf Grund der Fossilien entschieden werden können, denn das können wir nicht erwarten, daß wir aus dem Siebenbürger Becken eine der meotischen Fauna Südrußlands idente ausweisen können. Ich suchte diese Übereinstimmung nicht, konnte sie auch meines Erachtens nicht einmal in den B- und C-Horizonten des Obermiocäns suchen, denn ich fand es natürlich, daß der äußerste, größtenteils umschlossene, vielleicht mit dem Rumpf gar nicht mehr zusammenhängende Meeresspiegel andere physikalische Eigenschaften hatte. Selbst beim Zusammenhang konnte das Siebenbürger-Golf im großen Grad sein Salzgehalt einbüßen, während in seinem Hauptbecken noch typisches Brackwasser war.

Vom Pliocän des Siebenbürger Beckens kann ich auch nur im allgemeinen sprechen, soviel ich sein klassisches Terrain: das „Barczaság" und „Erdövidék" aus den Angaben der Literatur kenne. Daher kann ich in der Frage nicht Stellung nehmen, ob die bisher als levantinisch bekannte Stufe es wirklich ist, oder aber, was nach obigem natürlicher wäre: pannonisch?

Auf dem von mir begangenen Gebiet fand ich nirgends annehmbare Beweise für die einzelnen Stufen, und so nenne ich die einzelnen Bildungen im allgemeinen „Pliocän". Das Interessanteste habe ich bereits im Zusammenhang mit Fig. 3 erörtert.

Teilweise ähnliches Vorkommen finden wir in dem obermiocänen Aufschluß von Maros-Vécs, nördlich vom Garten des Freiherrn v. Kemény, wo es Lagerung und petrographische Beschaffenheit vom Obermiocän, gleichwie vom Pleistocän (Terrassenschotter) entschieden trennen.

Schließlich erwähne ich noch Ispánlaka, wo beim Graben eines Brunnens bei 8 m Teufe in 2 m mächtigem, schlammigem Mergel auffallend viele Molluskenschalen (und auch verkohlte

[1] Ich finde es überhaupt nicht ausgeschlossen, daß sich die pannonischen Ablagerungen des Ungarischen Beckens auch als obermiocän erweisen werden, das aber beeinflußt natürlich meine Begründung nicht.

Pflanzenreste) vorhanden waren. Von diesem besitze ich bisher folgende bestimmte Fauna:

Helix sp. (cf. *lutescens* Rm.),
Zua lubrica Müll.,
Fruticicola sericea Drap.,
Planorbis nautileus L.,
„ *planorbis* L.,
Limnaea ovata Drap.,
„ *stagnalis* L.,
„ *palustris* Müll.,
Ancylus transsylvanicus n. sp.

Die Arten sind — *Ancylus* ausgenommen — mit den rezenten ident; aber die eine Art, die ich baldigst beschreiben und abbilden werde, fällt mit genügendem Gewicht in die Wagschale. Noch muß ich bemerken, daß ich diesen schlammartigen Mergel nirgends auf der Oberfläche zutage treten sah. Vorläufig möchte ich denselben als oberpliocän betrachten.

Mit den Bildungen des Pleistocän befasse ich mich diesmal nicht.

Als ganz kurze Zusammenfassung der stratigraphischen Verhältnisse wünsche ich nur einige solche Momente hervorzuheben, welche sich bei eingehender Besprechung mehr oder minder verwischen. Ein solches ist vor allem die Asymmetrie des Siebenbürger Beckens, sowohl von dem Standpunkte, daß die einzelnen Horizonte im Rande des Beckens sehr ungleich und mangelhaft auftreten (d. h. sie sind weit von der konzentrischen Ausbildung entfernt) sowie, daß gleichaltrige Bildungen sich in sehr abweichenden Facies zeigen.

Wirklich regelmäßig, stufenartig erscheint daneben die Hebung im Laufe des Neogens in der nördlichen Hälfte unseres Beckens, resp. die Senkung gegen SE. Dementsprechend bedecken hier die Oberfläche in derselben Richtung graduell jüngere Bildungen. Das Mezöség bedecken die unteren Schichtgruppen des Obermiocän, das vom Marostal südwärts fallende Gebiet die oberen; im NW-lichen Winkel untermiocäne, im SE-lichen pliocäne Ablagerungen ins Auge fallen. Der untere Schichtenkomplex des Ostrandes ist auffallend dislociert, gerade so auch der Westrand, während an der südlichen Strandlinie im allgemeinen die Lagerung ungestört ist. Man kann darauf schließen, daß das Mittelmiocän auch im Inneren des Beckens gefaltet ist.

In Verbindung mit diesem sei es mir gestattet, auf jene Zeilen des Herrn Prof. v. Lóczy hinzuweisen (**7.** p. 490/491), in welchen er von der Schwierigkeit, eine Parallele zwischen den Ablagerungen des Neogens von Siebenbürgen und der Walachei zu ziehen sprechend, sagt: „Bisher sind uns weder die rumänischen noch die

siebenbürgischen neogenen (miocänen und pliocänen) Schichten eingehend genug bekannt, um von einer sicheren Schichtenparallele beider Gebiete sprechen zu können. So besitzen wir im siebenbürgischen Becken über die aquitanischen, Koróder, Hidalmáser und Mezőséger (Schlier) Schichten der neogenen Formation nähere Kenntnisse, als über die sarmatischen, pontischen und pliocänen Stufen. Von letzteren wissen wir mit Sicherheit eben nur so viel, daß sie vorhanden seien; ihre Verbreitung, sowie ihre Beziehungen zum tieferen Neogen (Mezőséger Schichten) sind uns fast unbekannt. In Rumänien herrscht hingegen über dem Vorhandensein eben dieser Salzformation und der Grenzen große Ungewißheit, während die jüngeren, namentlich sarmatischen, meotischen, pontischen, dacischen und levantischen (Candes See) Schichten auf Grund zahlreicher Fossilienreste recht detailliert bekannt sind."

Den Wert der im obigen gegebenen Gliederung des siebenbürgischen Neogens können natürlich nur die nach mir folgenden Forschungen bestimmen, aber ich bin davon fest überzeugt, daß ich auf guter Spur ging, als ich mich nicht nach den Erfolgen unserer rumänischen Nachbarn richtete. Ein einziger Blick auf die rumänische geologische Karte beweist, daß sie das Prinzip der Faciessubstituierung nicht vor Augen halten. In welcher Gegend z. B. der Sarmat vorhanden ist, fehlt von dessen Hangendem unbedingt das Meotische, während z. B. das Pontische eventuell vorhanden ist. Ebenso ist's mit dem Dacischen und Levantischen. Leider besitze ich keine örtlichen Erfahrungen, und so konnte ich mir von ihren tektonischen Resultaten keine bestimmte Vorstellung machen, aber soweit ich nach der Analogie des siebenbürgischen Beckens und der nach ihrer Auffassung schreitenden Arbeit einiger ungarischer Geologen urteilen kann, wird auch auf diesem Gebiete eine scharfe Kritik von Nutzen sein.

Auf Grund H. Böckh's Abhandlungen, in welchen er die Resultate seiner Kalisalz- und Erdgasforschungen — die er im Auftrage des ungar. Ärars ausführte —, mitteilt, können wir nun auf die Beschreibung der tektonischen Verhältnisse des siebenbürgischen Neogens übergehen.

II. Tektonik.

Daß einzelne Schichtengruppen des Siebenbürger Neogens hier und da disloziert sind, hat seit Pošepny jeder spätere Forscher (L. Róth, Koch, J. Szádeczky) bemerkt. Pošepny schreibt direkt dem Steinsalz diese Schichtenstörungen zu, aber alle stimmen darin überein, daß sie diese Faltungen als lokale aufgefaßt haben. „Daß die Antiklinalzüge im Siebenbürger Becken und der Zusammenhang der einzelnen wahrgenommenen Antiklinalpartien so lange der Aufmerksamkeit der Forscher entgangen ist — schreibt Böckh — findet ihre Erklärung darin, daß das Einfallen an den

meisten Orten kaum einige Grade beträgt, die Aufschlußverhältnisse im allgemeinen sehr schlecht sind, und sehr viel Abgleitungen, Rutschungen vorkommen“ (1. p. 22). Da ich aber hier einen Punkt des Anstoßes vermute, nämlich: was man eigentlich für ursprüngliche, ungestörte Schichtung zu halten habe, resp. welcher Grad vom Einfallen als Beweis einer störenden Ursache gelten solle, so möchte ich auf die neuesten See-Expeditionen hinweisen, nach welchen ungestörte Ablagerungen sogar mit 15° schiefer Fläche vorkommen. So ist es auch in dem vortrefflichen Werke Lapparent's. Doch in Betrachtung dessen, daß ein ursprünglich größerer Einfallswinkel eventuell eine Ausnahme sein könne, so nehmen wir bloß die Hälfte: 7—8°. Und auf diesen Umstand muß ich ein sehr großes Gewicht legen, denn sehr oft lange Antiklinalpartien Böckh's sind auf 2—4 gradiges Einfallen basiert, was übrigens ihr Verfasser selbst zugibt. Die klassischen Beispiele solcher Fälle sehen wir an den durch das Mezöség durchlaufenden Antiklinalen.

An der Antiklinale von Sármás-Felsöbajom, resp. an einem Teile derselben, der unmittelbar bei Sármás in NW—SE-Richtung (10—11 km) hinunterläuft, maß Böckh selbst am NE-Flügel folgendes Einfallen [1]: E 6°, NE 2,5°, N 4°, NE 2,5°, N 4°, E 3°, NE 3°. Am SW-Flügel: SW 16°, SE 8°, W 1,5°, W 3°, N 6° usw. Dieser 150 km lange Antiklinalzug ergab sich übrigens im größten Teile aus solchen Daten des Einfallens. Die Flügel dieser Antiklinale haben ein verhältnismäßig bedeutendes Einfallen in der Gegend von Mezö-Sámsond, aber auch hier konnte ich nur folgende Grade messen: (NE-Flügel) E 14°, NE 9°, NE 17°; (SW-Flügel) SW 6°, SW 5—10°, SE (!) 4°, SW 4—6°. Wollen wir aber die nachbarliche Antiklinale von Bethlen-Maros-Szent-György betrachten, von deren Abschnitt zwischen Bazéd und Majos wir folgende Daten finden: (N-Flügel) NE 5—7°, NE 7°, E 5°; (S-Flügel) W 5°, S 18°, NE (!) 8°, NE (!) 5°. An dem Abschnitte von Budatelke, desselben Zuges, konnte ich mich von folgendem überzeugen: (NE-Flügel) E 2°, SE 4°, E 5°, N 1,5°, NE 2°, NE 2°, NE 3° N 2°; (SW-Flügel) SW 2°, S 3°, S 7°, S 3°, SW 4°. Doch ich will nicht weiter fortfahren. Diese Details, die aus dem meist erforschten Gebiete sind, beleuchten genügend die Frage, welches Schichteneinfallen die Antiklinalzüge hier ausgebildet hat. Das berühre ich bloß nebensächlich, daß es häufig genug vorkam, daß meine Messungen die vorhergehenden entweder in der Richtung oder in den Graden, oder auch in beiden nicht ganz deckten. Und das kann jeder natürlich finden, da es bekannt ist, daß bei so kleingradigem Einfallen jede einzelne Fläche der wellenartig gelagerten Schichten nicht nur den Graden

[1] Von den Messungen des Einfallens teile ich hier nur jene mit, die ich selbst nachgemessen habe.

nach, sondern auch vom Standpunkt der Weltgegenden ein anderes Resultat ergibt. Von den vielen hieher gehörenden Beispielen will ich nur folgende anführen: in Magyar-Bagó, SW von der Kirche, fand ich auf einer Bank des Blattabdrücke enthaltenden grauen Sandes $6^h\ 23^0$, auf einer anderen $9^h\ 23^0$, im N vom Dorfe, auf einem Punkte (Kote 459), im gelben, glimmerigen Sande $2^h\ 10^0$, und um eine Spanne höher konnte ich neben $2^h\ 15'$ und auch $3^h\ 5'$ Streichen 15^0 Einfallen messen.

In diesen Fällen kann man nicht einmal die wirklich häufigen Abgleitungen und Rutschungen anklagen; es wird dies zweifelsohne die ursprüngliche Ablagerungsart der Sedimente sein, was die einfachste und annehmbarste Erklärung ist. Die Ergebnisse der Messungen machen außerdem die wahrhaft vielen Rutschungen unsicher[1]. Bei der sorgfältigsten Umsicht ist es auch noch möglich, daß man einen abgeglittenen Komplex mißt, und dessen Resultat als maßgebend betrachtet. Auch hiefür könnte ich mehrere Beispiele angeben, doch sei es an folgenden dreien genug: Der am Weinberge in Szabéd gemessene Komplex von $10^h\ 20^0$ ist abgerutscht. Dasselbe kann man zweifellos von den Messungen von $22^h\ 2^0$ bei Völcz (S. Veltului) behaupten, dessen wichtige Rolle es ist, daß sie Bázna und Zúgó bei Magyar-Sáros mit einem Antiklinalzug verbinde[2]. Endlich habe ich von dem Berge Hegyes (463) — der SW-lich von Sármás liegt — bemerkt, daß der ganze Czigányberg von Nagy-Sármás abgerutscht ist, somit sind die bis dato dort gemachten zahlreichen Messungen nicht in Betracht zu nehmen. Die Richtigkeit meiner Beobachtung bestätigten vollkommen die neueren, nach der Sármáser Gaseruption erfolgten Messungen, welche die Richtung des hiesigen Abschnittes der „Antiklinale" auch modifizierten.

Selbst die von Böckh empfohlene Methode des Angrabens der Spitzen kann hier nichts helfen, denn abgesehen davon, daß dieselbe in der Praxis in vielen Fällen auf große Schwierigkeiten stößt, kann es leicht und oft geschehen, daß man neben einem nichtssagenden kleinen Winkel 2—3 verschiedene Streichrichtungen erhält. Ebenso halte ich es nicht zweckentsprechend, auf Grund der Bergformen (Terrainformen), Gasausströmungen oder Salsen die Antiklinalen zu erforschen. In Gyulas schließen wir aus der orographischen Form auf östliches Einfallen, und wir vermögen $4-10^0$ gegen $22-24^h$ zu messen. Der südlichste Teil der Antiklinale von Szász-Régen ist auch bloß auf Grund der Terrain-

[1] Wenn wir auch nicht so oft von größeren Rutschungen hören, so kommen doch kleinere häufig vor. Nach den Aussagungen des Notars von Vajola gibt es kaum ein Jahr, wo nicht Erdrutschungen in der Gemarkung der Gemeinde vorkämen.

[2] Sowohl den Forschungen von O. Phleps, C. Schmidt, wie auch den meinigen zufolge, entspricht das nicht der Wirklichkeit.

formation bestimmt, was aber die Bohrung überhaupt nicht bestätigte. Kleinere Gasausströmungen sind im Inneren des Beckens sehr häufig. Auf der Karte Böckh's[1] ist es auch zu sehen, wie sehr ihr Auftreten von den Antiklinalen unabhängig ist, z. B. in der Gegend von Mezö-Sámsond und Nagy-Czég. Man zeigte mir in Maros-Csapó, gerade in der Achse der Synklinale, eine Gasausströmung in der Maros. Der hiesigen Salsen will ich an anderer Stelle gedenken.

In Wirklichkeit steht die Sache so, daß man den größten Teil der Neogensedimente, welche die Oberfläche des Beckeninnern decken, als ungestörte Ablagerungen auffassen soll, wie ich das bereits bei der Behandlung der stratigraphischen Verhältnisse hervorhob. Die vorkommenden Schichtenstörungen sind lokaler Ausbreitung und Bedeutung, wie das hauptsächlich Prof. Koch in seiner Arbeit auswies. Desgleichen war es auch er, der die Dislokation des Beckenrandes bemerkte. Wahr ist's, daß er das mit der kegelförmigen Erhebung der Salzstöcke in kausalischen Zusammenhang brachte, aber von der Lösung dieser Frage sind wir überhaupt noch weit entfernt; gewiß ist's aber, daß die Haloid-Salzlager einen eigenartigen Einfluß auf ihre Umgebung ausüben. Und wenn auch die Lachmann'sche Erklärung ihre schwachen Seiten hat, so beleuchtet sie doch viele Erscheinungen, die sie auf die einfachste und natürlichste Art erklärt. Auf diese Frage will ich hier nicht weiter eingehen, doch muß ich auf eine oder die andere Erscheinung hinweisen.

Auffallend ist das mittelmiocäne Konglomerat, das ich von Görgény-Sóakna bis Szász-Péntek verfolgte, und das sich an der östlichen Peripherie in einer Bogenform hinzieht. Am auffälligsten erhebt es sich (mit Einfallen von 75—90^0) in Görgény-Sóakna, Orosz-Idecs, Bátos, Vajola und Szász-Péntek aus den umgebenden und viel weniger dislozierten jüngeren Ablagerungen. In seiner Nähe findet man überall Kochsalz in größerer Menge; jedenfalls ist das ein Zusammenhang von Bedeutung. Wahr ist's, daß andern Orts, z. B. im nahen Monor heute Spuren von Salzstöcken fehlen, doch will ich hierüber nicht bemerken, daß hier einst das Salz vorhanden war, bis heute aber zugrunde gegangen ist. Vorläufig sei zur Erklärung nur so viel gesagt, daß ich den Seitendruck von E zugebe. Aber diejenige Hypothese, daß der Seitendruck das Salz in Kegelform zusammen- und hinaufpreßte, so daß es als durchstechender Kern die darüber lagernden Schichten durchspießte,

[1] Die aufmerksame Besichtigung dieser Karte zeigt uns manche Schwäche der Antiklinaltheorie; sowie die eingeschalteten Falten, gezeichnete und verschwiegene Abzweigungen usw. Am interessantesten aber ist die Tatsache, daß wir in der Richtung von Mezö-Samsond nach Szász-Régen zwei Antiklinalen kreuzen und auf unserem Wege immerfort NE-liches Einfallen sehen. Und das ist kein Druck-, resp. Zeichenfehler!

kann ich nicht annehmen, da dies mechanisch nicht einmal denkbar ist. Und jetzt noch zwei wichtige Momente, die bei der Erforschung der Beweise des bergbildenden Phänomen, welches die Faltungen des hiesigen Neogens verursachte, auffallen. Das eine Moment ist die ungleiche Dislokation gleichalteriger Ablagerungen. Schon in meinem Bericht wies ich auf das auffallend steile Einfallen der Basis des Obermiocäns zwischen Szász-Régen und Maros-Vécs, während dieselbe in Monor oder Szász-Ludvég ungestört ist. Ebenso ruhig zeigt sie sich gegen W bis Mezö-Sámsond und M.-Pagocsa, während sie in der Gegend von Nagy-Enyed die bizarrsten Faltungsformen aufweist.

Das zweite Moment ist, daß in der Gegend von Nagy-Enyed, ferner um Kis-Akna, Kerelö-Szent-Pál und Bázna herum, aber besonders in der Gegend von Szász- Régen die NW—SE-Falten des Mittelmiocäns nach NE—SW laufenden Falten oder Brüche des oberen Miocäns kreuzen. Gerade der Umstand, daß die letztgenannte Faltung eine aus anderer Richtung wirkende Ursache zustande brachte, erklärt uns die verschiedenen tektonischen Verhältnisse im A-Horizonte des Obermiocäns. Und dieser von S wirkende Seitendruck ist es, den Prof. Koch ebenfalls bezeichnete und als Ursache des Hargitabruchs nennt.

Wie es scheint, schmiegt sich der Abschnitt des Marostales zwischen Déda—Maros-Ugra genau an diese tektonische Linie. Nicht so einfach ist der von S wirkende Seitendruck — der eventuell durch einen von anderer Richtung stammenden Druck kompliziert war —, in der Umgebung von Nagy-Enyed zu übersehen. In der Nähe von Csombord, Maros-Gombás und Örményes kann man eine eigentümliche Faltungsform beobachten. Böckh gedenkt erst derjenigen von Örményes. Seinem Erachten nach ist das eine Durchspießungsfalte, wo Sandstein gleich einem Ekzem herausgestoßen ist. Darüber bemerke ich statt längerer Beschreibung auf Grund der beistehenden Skizze (Fig. 4) folgendes:

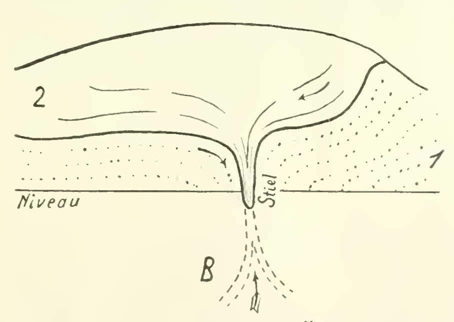


Fig. 4. Der „Schwamm“ von Örményes (Skizze).
1. Mittelmiocäner Sand. 2. Obermiocän (A-Horizont).
B = Böckh'sche Erklärung.

Die Grundschicht des Aufschlusses ist mittelmiocän, das sogenannte Ekzem ist obermiocän (A-Horizont). Beide Bildungen sind also in natürlicher Lage. Andererseits ist es überhaupt nicht denkbar, daß durch eine so schmale Schlucht (2 dm), wie der „Stengel“ des „Schwamm-“es, das Material des „Hutes“ hinauszudrängen möglich war. Das „zwiebelartig blättrige Gebilde“ ist einer Faltung (wahrscheinlich durch Rutschungen kompliziert) zuzuschreiben. In Maros-Gombás, im Zeykschen Parke, gelang es mir übrigens auch, unter der Schnittdecke das Ende eines solchen Schwammstieles aufzuschließen. Es ist also eigentlich nichts anderes, als eine kleine, mißgeformte Synklinale; nicht hinausgepreßt, sondern hineingeknetet.

Es ist also unzweifelhaft, daß man hier von einer Durchspießungsfalte gar nicht reden kann. Aber was ist denn eigentlich so eine Durchspießungsfalte? Nach Mrazec sind die Durchspießungsfalten „das Resultat eines seitlichen, mit Unterschiebung verbundenen Druckes, und die ersten Anfänge der Überschiebung. Im Kern vieler durchspießter Falten ist auch eine Überschiebung wahrnehmbar.“ (Böckh: 1. p. 19.) Als solche bezeichnet Böckh außer andern denjenigen Teil der Antiklinale von Sármás, welche die dortigen Bohrungen aufschlossen. Es ist eine unzweifelhafte Tatsache, daß die Bohrung I abwärts von 300 m immer steilere, und bei 627 m Schichten mit 45° Einfallen durchdrang. Die Böckh'sche Ergänzung des Profils stützt sich außerdem auf eine von der Bohrung NE-lich zutage tretende Dacittuffbank, welche gegen 13^h 10′ mit 16° einfällt. Da gibt es zwei Fehler. Einerseits ist der Cziganyberg und seine Umgebung abgerutscht, das Einfallen der Tuffbank kann also nicht zur Orientierung dienen. Andererseits ist die Tatsache noch wichtiger, daß die Tuffbank der Oberfläche obermiocän, die durch die Bohrung erreichte aber mittelmiocän ist. Woraus der direkte Schluß folgt, daß die steil einfallenden Schichten nicht bis zur Oberfläche gelangen, respektive die jüngere (obermiocäne) Decke nicht durchbrechen. Dasselbe Verhältnis zeigt sich hier zwischen den beiden Komplexen, wie in Monor, Ludvég usw. Das Mittelmiocän war schon mächtig aufgefaltet, als sich das obere Miocän auflagerte, und die spätere — obermiocäne — Faltung erreichte nicht dieses Gebiet.

Die Durchspießung ist hier eine forcierte Erklärung gewesen, nur schon darum, weil ja hier der Kern um nichts fester ist, als das Hangende. Und mechanisch kann ich es mir gar nicht denken, wie in solchem Falle die Durchspießung geschehen könnte? Was hält die Decke steif und unbeweglich ausgespannt, bis die von unten wirkende Kraft den Kern in dieselbe drängt? Auch verstehe ich nicht, wann, wie und warum sich ein petrographisch gleichartiger Komplex so teilt, daß sein unterer Teil die Rolle

des Kernes, sein oberer aber die einer durchschlagenen Decke spiele? Warum gibt auch die Decke nicht jener Kraft nach, welche den Kern faltet?

Die Menge der hier berechtigten Fragen und Gegensätze ist hier beinahe unerschöpflich. Die einzige Begründung, die ich erwähnen hörte, ist, daß in Rumänien bei der Erforschung des Petroleums sich tatsächlich solche Profile (durch Mrazec erklärt) ergaben. Über die Ergebnisse dieser Bohrungen kann ich zwar kein Urteil fällen, da ich die Bohrkerne nicht kenne, so viel aber kann ich mit Recht voraussetzen, daß diese Profile, wenigstens ein Teil derselben, auf gleiche Weise verfaßt wurden, wie diejenigen von Sármás.

Zum Schluß erwähne ich noch eine Erscheinung. Schon ab ovo ist die Hypothese wahrscheinlich, daß im Siebenbürger Becken die Rutschungen schon im Neogen häufig waren. Dies verursachten teilweise die allgemein bekannte graduelle Senkung des Beckens, abgesehen von den intensiver wirkenden Kräften. Die damals sich auf der Oberfläche befindliche Schicht erlitt starke Faltungen, während ihr Liegendes und die spätere Decke ungestört blieb. Ich sah einen diesbezüglichen, sehr interessanten Aufschluß östlich von Lövér in einem Wasserrisse.

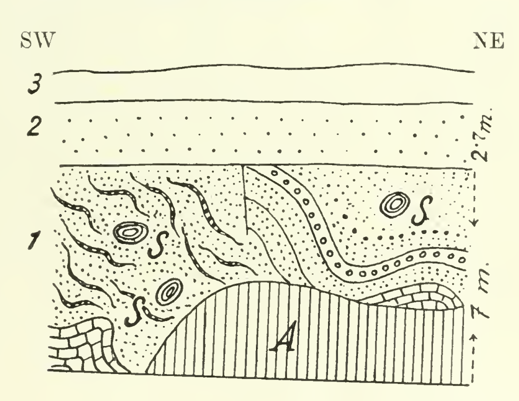


Fig. 5. Abgleitung (?) im Obermiocän bei Lövér.
1. Obermiocäner (B-Horizont) Sand, Schotter und Tegel. 2. Gelber Grobsand (C-Horizont). 3. Pleistocän. S = Schollen. A = Schutt.

Das Liegende der gefalteten Schicht ist der gegen 18^h mit 24^0 einfallende graue glimmerige Sand, mit glatten Bänken, welcher in der Gemeinde aufgeschlossen ist.

In dem Aufschluß von Maros-Vécs ist eine feine Schlammschicht von ca. 6 m zu sehen, die in der beschriebenen Weise gefaltet ist, während ihr Liegendes und Hangendes glatt gelagert sind. Noch interessanter ist die von mir im Bohrprofil von Dicsö-

Szent-Marton gemachte Beobachtung, wonach Schichten, die bis zu 187 m horizontal liegen, plötzlich ein steiles Einfallen aufweisen, so daß ich bei 190,15 m an sandigem Mergel 45° messen konnte, welches sich 2 m tiefer auf 32°, bei 194,45 m auf 25° milderte. Aus dem Liegenden desselben hob der Bohrer geschichteten lockeren Sand, bald (in 200 m) horizontal gelagerten eisenschüssigen groben Sand. Auch hier ist eine nur ca. 6—10 m mächtige Schicht gefaltet, zwischen vollkommen horizontalen Schichten. Und hier kann ich wieder mit Recht voraussetzen, wenn zufällig eine große Menge Metangas bei 190—192 m aus dem Bohrloch ausgeströmt wäre und man das Bohren hier sistiert hätte, daß derjenige Geologe, der die Resultate der rumänischen Petroleum-Geologen ohne Kritik annimmt, in das Profil einen „Kern" eingezeichnet hätte.

Und wenn ich schließlich das von den tektonischen Verhältnissen Angeführte zusammenfasse, so möchte ich über das Neogen des Siebenbürger Beckens folgendes hervorheben.

Am westlichen und östlichen Rande des Beckens sind die Spuren der Dislokation auffallend; es ist unzweifelhaft, daß wir wenigstens von zwei Faltungsperioden sprechen können. Die mittelmiocäne zeigt sich als eine allgemeinere, und hat die Schichten wahrscheinlich in ihrer ganzen Ausdehnung mehr oder weniger disloziert. Die obermiocäne (letzte größere) Faltung ist am auffallendsten im Gebiete des Maroslaufes und an den Punkten, wo dieser den West- und Ostrand schneidet. Im nördlichen Gebiet von der Maros sind die Grundschichten des Obermiocäns ungestört. Die Verhältnisse im Süden sind noch nicht genau bekannt, denn hier deckt der oberste Horizont des jüngeren Miocäns die Oberfläche. Auf diese Weise ist die ganze Fläche des Beckeninneren durch eine Decke gedeckt, die keine Einsicht in den Verlauf und anderen Beschaffenheiten der mittel- und untermiocänen Faltungen gestattet.

Nachdem also auch der Ausgangspunkt der Böckh'schen Antiklinalen unhaltbar ist, können wir ohne Übertreibung behaupten, daß man solche kreuz und quer durch das Becken erforschen und kartieren kann.

Die Auffassung über die Lagerungverhältnisse des Siebenbürger Neogens kann also weiterhin dieselbe bleiben, wie sie Prof. Koch in seiner grundlegenden Arbeit der wissenschaftlichen Welt darstellte.

Literatur.

1. H. v. Böckh: Über die erdgasführenden Antiklinalzüge des Siebenbürger Beckens. Budapest 1911.
2. St. v. Gaal: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Szász-Régen und Bátos (Jahresber. d. kgl. ungar. geol. R.-Anstalt für 1910). Budapest 1912.

3. — St. v. Gaal: Bericht über meine stratigraphischen Untersuchungen im Siebenbürger Becken (ungarisch). 1911.
4. — — Die sarmatische Gastropodenfauna von Rákosd. (Mitteil. aus d. Jahrb. d. kgl. ungar. geol. R.-Anst.) Budapest 1911.
5. A. Koch: Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile. II. Teil. Neogene Gruppe. Budapest 1900.
6. R. Lachmann: Der Salzauftrieb. Halle 1911.
7. L. v. Lóczy: Über die Petroleumgebiete Rumäniens im Vergleich mit dem neogenen Becken Siebenbürgens. (Földtani Közlöny 41. Bd.) Budapest 1911.
8. K. v. Papp: Über die staatliche Schürfung auf Kalisalz und Steinkohle. (Jahresber. d. kgl. ungar. geol. R.-Anst. für 1907.) Budapest 1909.
9. — — Source de méthane à Kis-Sármás. (Földt. Közl. 40. Bd.) Budapest 1910.
10. F. v. Pavay-Vajna: Die geolog. Verhältnisse der Umgebung von Oláh-Lapád. (Földt. Közlöny. 40. Band.) Budapest 1911.
11. O. Phleps: Geologische Beobachtungen über die im Becken Siebenbürgens beobachteten Vorkommen von Naturgasen mit besonderer Berücksichtigung der Möglichkeit des damit in Beziehung stehenden Petroleumvorkommens. Brassó 1906.
12. C. Schmidt: Geologisches Gutachten über das Vorkommen von Naturgasen und Erdöl in der Umgebung von Baassen bei Mediasch in Siebenbürgen. Brassó 1910.
13. — — Geologische Notizen über einige Vorkommen von Braunkohle in Siebenbürgen. (Földt. Közl. 41. Bd.) Budapest 1911.
14. L. Róth v. T.: Geologischer Bau des siebenbürgischen Beckens in der Umgebung von Balázsfalva. (Jahresb. d. kgl. ungar. geol. R.-Anst. für 1906.) Budapest 1907.
15. — — Geologischer Bau des Siebenbürger Beckens in der Umgebung von Zsidve, Felsöbajom und Asszonyfalva. (Jahresb. d. kgl. ungar. geol. R.-Anst. für 1907.) Budapest 1909.
16. K. Róth v. T.: Die geol. Verhältnisse der Umgebung von Köhalom (ungarisch). Budapest 1910.

Elastizität trockener und feuchter Gesteine.

Von **Hans Hess.**

Mit 1 Textfigur.

Die Erscheinungen des treibenden, druckhaften Gesteins und des Bergschlages in Stollen und Tunnels sowie der Versuch, auf das hiebei zu beobachtende Verhalten der Gesteine eine Erklärung der glazialen Erosion zu gründen, gaben mir Veranlassung, den Einfluß der Feuchtigkeit auf die Elastizität der Gesteine durch sorgfältige Messung zu studieren.

Als Versuchsobjekt diente ein feinkörniger Sandstein aus dem Bruche der „Deutschen Steinwerke“ in Zeil a. M., der in die Formation des Schilfsandsteines gehört.

Die Versuche wurden im Materialprüfungsamt der bayr. Landesgewerbeanstalt nach meinen Angaben und mit meiner Beteiligung an der Laboratoriumsarbeit ausgeführt. Die nötigen Wägungen und die Durchtränkung der Probestücke unter der Luftpumpe habe ich im Laboratorium des Realgymnasiums Nürnberg gemacht.

Mit 15 Würfeln von ca. 5 cm Kantenlänge wurde zunächst die Druckfestigkeit des Materials ermittelt.

Es ergab sich:

a) für vollkommen trockenes Material 481, 580, 618, 514 kg/cm^2, im Mittel 548 kg/cm^2;

b) für vollkommen feuchtes Material 275, 338, 432, 356, 317 kg/cm^2, im Mittel 344 kg/cm^2;

c) für halbfeuchtes Material:

bei 4,38 Volumprozent Wasser . . . . 386 kg/cm^2
„ 4,44 „ „ . . . . 374 „
„ 11,30 „ „ . . . . 348 „

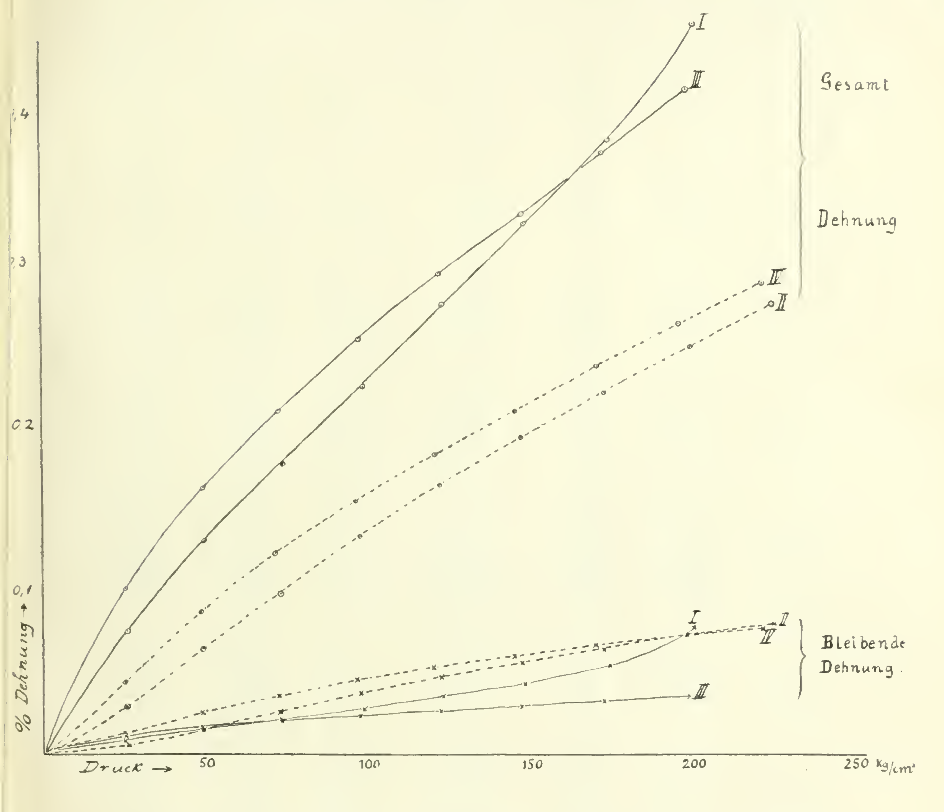
In vollkommen feuchtem Zustande, bei dem die Sättigung mit Wasser unter der Luftpumpe stattfand, hatten die Würfel 16,0, 15,85, 16,18, 16,20, 16,20 Volumprozent Wasser.

Man bemerkt, daß die Druckfestigkeit mit zunehmendem Wassergehalt geringer wird und bei vollkommener Sättigung um rund 37 % kleiner ist, als bei völlig trockenem Zustande des Sandsteins.

Für die Untersuchung der Druckelastizität wurden vier prismatische Säulen von fast genau quadratischem Querschnitt und ca. 20 cm Länge aus dem Sandsteinblock herausgeschnitten. Davon waren zwei annähernd parallel, zwei senkrecht zu der mutmaßlichen, nicht sicher erkennbaren Schichtung des Steins gelagert. Je eine dieser Säulen wurde in trockenem, die andere in völlig feuchtem Zustande (auch während der Versuche von Wasser umgeben) geprüft. Die Prismen waren an den Längsseiten mit 10, bezw. 5 cm langen Schienen armiert, deren Bewegungen auf Spiegel übertragen wurde, so daß im Fernrohr mit 500facher Vergrößerung die Verschiebungen abgelesen werden konnten. In den folgenden Tabellen sind die Ablesungen von je zwei Gegenseiten des Prismas addiert und als s_1, s_2 bezw. r_1, r_2 angegeben; die s bedeuten die Gesamtdeformation, die r die bleibende Formänderung. Die Zahlen in der Reihe $\frac{s_1 + s_2}{2}$ und die unter $\frac{r_1 + r_2}{2}$ geben zehntausendstel Millimeter an. Um diese Beträge wurden bei den beigefügten Drucken die mittleren 10 cm der Säulenlänge gekürzt. Die Drucke wurden vor der Ablesung bei jeder Belastung zwei Minuten lang konstant gehalten, ebenso wurde auch erst zwei Minuten nach der Ent-

lastung abgelesen, während der Versuche war die Temperatur fast unverändert.

Das Ergebnis der Tabellen ist in Fig. 1 zusammengefaßt.



Es zeigt sich: 1. Die Größen der Gesamtdeformation sind für die beiden trockenen Säulen annähernd gleich, aber wesentlich kleiner als für die nassen, für welche auch annähernd gleiche Werte bei den einzelnen Drucken erhalten wurden.

2. Die bleibende Deformation macht bei den trockenen Säulen im Durchschnitt 28,6 % der Gesamtdeformation aus, bei den nassen dagegen nur 11,5 %; sie ist in letzterem Falle auch dem absoluten Werte nach kleiner als im ersteren.

3. Bei Wiederholung der Pressung zeigt sich für jede Druckstufe eine Zunahme der Gesamtdeformation. Diese Zunahme ist für die nassen Säulen viel größer als für die trockenen und wird mit Annäherung an die Druckgrenze sehr beträchtlich (vergl. No. 1 naß). Es ist also auch für dieses Material, wie für andere, bei lange Zeit konstant bleibendem Druck zunehmende Deformation zu erwarten.

Sandsteinprisma No. 1, naß. Druckfläche 25,00 cm². Meßlänge 10 cm. Temp. 17,3°.

Druck kg/cm²	s_1	s_2	$\frac{s_1 + s_2}{2}$	r_1	r_2	$\frac{r_1 + r_2}{2}$
25,5	743	743	743	85	86	85,5
	761	757	759	91	92	91,5
49,3	1275	1270	1272,5	144	143	143,5
	1293	1291	1292	157	157	157
	1314	1306	1310	165	163	164
73,5	1747	1743	1745	200	200	200
	1762	1758	1760	213	213	213
	1787	1782	1784,5	221	220	220,5
98,0	2202	2201	2201,5	262	262	262
	2241	2242	2241,5	279	281	280
	2262	2261	2261,5	290	292	291
123,0	2667	2675	2671	333	338	335,5
	2709	2718	2713,5	352	359	355,5
	2739	2750	2744,5	362	369	365,5
	2757	2770	2763,5	373	381	377
148,4	3136	3157	3146,5	415	427	421
	3175	3198	3176,5	435	449	442
	3222	3245	3233,5	442	457	449,5
174,0	3658	3658	3658	494	513	503,5
	3690	3734	3712	531	556	543,5
	3756	3807	3781,5	550	581	565,5
200,0	4230	4306	4268	622	666	644
	4396	4498	4447	684	743	743,5
	4548	4679	4613,5	725	803	764
	4701	4865	4783	761	863	812

Bruch bei 220,7 kg/cm².

Was zunächst die unter 2. berührte Tatsache betrifft, daß die bleibende Formänderung für die nassen Säulen kleiner als für die trockenen ist, so scheint mir, es sei diese auf teilweise Lösung des Bindemittels des Sandsteins zurückzuführen. Jedenfalls kann die mit wachsendem Wassergehalt abnehmende bleibende Formänderung nicht als Ursache der wachsenden Gesamtdeformation

Sandsteinprisma No. 2, trocken. Druckfläche 25,21 cm². Meßlänge für s_1 10 cm; für $\frac{s_2}{2}$ 5 cm. Temp. 17,5°.

Druck kg/cm²	s_1	s_2	$\frac{s_1 + s_2}{2}$	r_1	r_2	$\frac{r_1 + r_2}{2}$
25,25	293	292	292,5	62	62	62
	292	290	291,0	63	62	62,5
49,0	630	634	632,0	156	162	159
	645	650	647,5	172	176	174
	653	662	657,5	181	184	182,5
72,9	971	978	974,5	268	268	268
	982	986	984	282	292	287
	991	998	994,5	290	296	293
97,2	1302	1314	1308	366	374	370
	1320	1330	1325	390	394	392
	1330	1336	1333	397	408	402,5
122,0	1610	1620	1615	460	466	463
	1629	1638	1633,5	480	490	485
	1635	1644	1639,5	492	498	495
	1639	1644	1641,5	497	502	499,5
147,1	1898	1910	1904	548	554	551
	1910	1918	1914	563	570	566,5
	1922	1926	1924	574	576	575
172,6	2175	2184	2179,5	623	626	624,5
	2192	2198	2195	646	652	649
	2202	2214	2208	655	660	657,5
198,2	2440	2452	2446	693	700	696,5
	2456	2464	2460	715	722	718,5
	2468	2478	2473	734	742	738
224,1	2702	2710	2706	773	782	777,5
	2716	2728	2722	797	806	801,5
	2729	2740	2734,5	812	824	818

Bruch bei 472 kg/cm².

Sandsteinprisma No. 3, naß. Druckfläche 25,25 cm². Meßlänge 10 cm. Temp. 17,1°.

Druck kg/cm²	s_1	s_2	$\frac{s_1 + s_2}{2}$	r_1	r_2	$\frac{r_1 + r_2}{2}$
25,2	992	998	995	109	113	111
	998	1014	1006	118	122	120
	1601	1610	1605,5	164	170	167
48,8	1610	1621	1615,5	173	177	175
	1620	1631	1625,5	178	182	180
	2070	2080	2075	201	206	203,5
72,7	2075	2095	2085	205	211	208
	2094	2104	2099	211	218	214,5
	2491	2506	2498,5	230	237	233,5
97	2501	2513	2507	239	246	242,5
	2519	2532	2525,5	240	247	243,5
	2870	2884	2877	260	268	264
122,0	2887	2904	2895,5	268	275	271,5
	2899	2918	2908,5	260	269	264,5
	2915	2934	2924,5	269	277	273
	3235	3257	3246	280	288	284
146,8	3261	3285	3273	284	295	289,5
	3279	3305	3292	290	301	295,5
	3597	3628	3612,5	304	317	301,5
172,2	3630	3661	3645,5	313	328	320,5
	3650	3681	3665,5	313	328	320,5
	3964	3999	3981,5	322	338	330
198,0	4004	4041	4022,5	330	350	340
	4028	4068	4048	332	361	346,5

Bruch bei 355 kg/cm².

betrachtet werden. Es ist der elastische Teil der letzteren, der mit dem Wassergehalt des Gesteins zunimmt. Die Durchtränkung des Sandsteins bewirkt, daß die Druckausbreitung von den Preßplatten aus eine weit günstigere ist, als im trockenen Stein.

Nun sind die Ergebnisse, die hier mit einem Material gewonnen wurden, welches sehr viel Wasser aufnehmen kann, wohl

Sandsteinprisma No. 4, trocken. Druckfläche 5,046 . 5,066 = 25,56 cm².
Meßlänge 10 cm. Temp. 18 °.

Druck kg/cm²	s_1	s_2	$\frac{s_1 + s_2}{2}$	r_1	r_2	$\frac{r_1 + r_2}{2}$
25,0	432	432	432	115	117	116
	440	439	439,5	124	124	124
48,3	863	865	864	252	253	252,5
	877	875	876	269	271	270
	882	885	883,5	276	277	276,5
72,0	1212	1213	1212,5	356	356	356
	1228	1230	1229	375	377	376
	1234	1234	1234	386	387	386,5
96,0	1525	1525	1525	448	449	448,5
	1533	1534	1535,5	461	462	461,5
	1543	1543	1543	471	473	472
120,5	1809	1810	1809,5	515	518	516,5
	1829	1829	1829	539	542	540,5
	1833	1832	1832,5	539	542	540,5
	1836	1838	1837	550	552	551
145,5	2086	2084	2085	585	588	586,5
	2095	2093	2094	602	605	603,5
	2103	2101	2102	613	614	613,5
170,6	2350	2344	2347	651	651	651
	2362	2358	2360	666	666	666
	2366	2361	2363,5	675	672	673,5
195,8	2592	2586	2589	710	706	708
	2609	2600	2604,5	722	717	719,5
	2623	2616	2619,5	737	732	734,5
221,5	2837	2831	2834	766	759	762,5
	2847	2840	2843,5	783	777	780
	2860	2852	2856	789	781	785

Bruch bei 572,5 kg/cm².

nicht ohne weiteres zu verallgemeinern. Ich hoffe auch späterhin ähnliche Versuche für andere Gesteine ausführen zu können. Aber was bisher über den Einfluß des Wassergehaltes auf die Druckfestigkeit bekannt ist[1], zeigt doch, daß diese für feuchtes Material kleiner ist als für trockenes. (Kalksteine geben durchschnittlich 15 %, gemengte kristalline Gesteine 9—12 % [Basalt allerdings 0 %], Trümmergesteine 15—36 % Abnahme.) Eine Verallgemeinerung des oben geschilderten Ergebnisses wird also wohl bis zu einem gewissen Grade zulässig sein. Dann darf man meines Erachtens so schließen: Im wasserhaltigen Gestein ist die Ausbreitung des Druckes eine wesentlich bessere als im trockenen; man hat deshalb für die Beurteilung der Druckhaftigkeit des Gebirges im Bohrloch oder im Stollen nicht nur mit der vertikalen Überlagerung der untersuchten Stelle, sondern auch mit beträchtlichen Seitendrucken zu rechnen, die unter Umständen den Vertikaldruck übertreffen können. In dem Stollen z. B., der 1911 für den Tunnel der Furkabahn getrieben wurde, gab es in talkigem Schiefer in etwa 80 m Entfernung vom Eingang, also bei höchstens 60 m Vertikaldruck (ca. 15 kg/cm^2), derart starke Pressungen in dem sehr feuchten mürben Material, daß täglich Stützbalken von 35 cm Durchmesser erneuert werden mußten. Hier hat sicherlich ein beträchtlicher Seitendruck, der unter Vermittlung des Wassers übertragen wurde, die Druckhaftigkeit des Gesteins, das an sich geringe Druckfestigkeit hat, wesentlich gesteigert.

Die Erscheinungen des Bergschlages und des treibenden Gesteins, welche C. Schmidt[2] in eingehender Weise schildert, ergeben sich nach dem Vorausgehenden als elastische Rückwirkung des gepreßten Gesteins nach der gegendruckfreien Stelle im Stollen, und ob das Gestein schlagend oder treibend ist, hängt im wesentlichen davon ab, wie nahe der Druck, unter dem es steht, an die Bruchgrenze des Materials heranreicht.

Noch in anderer Hinsicht läßt sich meines Erachtens das Ergebnis der Elastizitätsmessungen verwenden. Die Oberflächenschichte des Gebirges wird auch nach normalen Niederschlägen durch die bewegte Luft getrocknet und daher bis zu einer gewissen Tiefe fester sein als das tiefer liegende feuchte Gestein. Dieses ist von einem festen Mantel eingehüllt, durch dessen allseitigen Druck die Elastizitätsgrenze des Berginnern erhöht wird[3]. Daher werden für gewöhnlich selbst am Fuß sehr hoher und steiler Talwandungen die Erscheinungen des druckhaften Gebirges nicht

---

[1] Vergl. hierzu: M. Gary, Mitteilungen a. d. k. techn. Versuchslaboratorium Berlin 1897, 1898, 1900.

[2] Vergl. C. Schmidt: Die Geologie des Simplongebirges und des Simplontunnels. Rektoratsprogramm, Basel 1908. S. 55 u. f., besonders S. 70.

[3] Vergl. v. Karmán, Zeitschr. d. Ver. deutsch. Ing. 1911. p. 1792 ff.

beobachtet. Bei lang anhaltenden heftigen Regengüssen, die eine starke Durchtränkung des Gesteins mit Wasser herbeiführen, können aber Muhrbrüche und Bergstürze ausgelöst werden. In dem Zustande der Sättigung mit Wasser befindet sich nun aber das Gestein unter einer mächtigen Decke von Schnee und Eis; es wird bei entsprechend großer Erhebung über ein Gletscherbett im Bereiche des letzteren druckhaft und muß die Erosionsarbeit des Gletschers wesentlich begünstigen. Mir scheint, unter Beachtung dieser Verhältnisse wird es verständlich, warum die großen Eisströme, welche in den Haupttälern der Gebirge sicher kürzere Zeit lagerten als die Gletscher in den Nebentälern, doch imstande waren, die Übertiefung der großen Täler zu erzeugen. Im wasserhaltigen Gestein wird der Druck von den Bergrücken der Talwandungen her bis zum Gletscherbett übertragen, und da dieses in dem inhomogenen Gebirge durchaus nicht immer von Material der höchsten Widerstandsfähigkeit gebildet ist, sondern sehr häufig in Gestein von geringer Druckfestigkeit verläuft, so sind die Bedingungen für zerstörende Wirkungen, die der Gebirgsdruck veranlaßt, häufig gegeben. Wo aber, wie etwa am Rhoneknie bei Martigny, so festes Material wie die Ausläufer des Mt. Blanc-Massivs durchsetzt wird, da ist die erodierende Wirkung des Gletschers wegen der geringen Druckhaftigkeit des Gesteins stark reduziert obgleich die Gletschermasse mit gesteigerter Geschwindigkeit eine Talenge passieren muß. Für die erodierende Wirkung des Eises auf Hochflächen (Grönland etc.) kommt wohl nur die Frostverwitterung auf der Gletschersohle zur Erklärung in Betracht; aber schon in den Fjorden, durch welche das Inlandeis dem Meere zuströmt, dürfen die in dieser Mitteilung erörterten Druckwirkungen mit zur Erklärung herangezogen werden [1].

Berichtigung.

Von **Albrecht Spitz** in Wien.

Auf p. 26 von Band 3 der „Geolog. Rundschau" hat O. Wilkens meine Auffassung der Rhein-Rhonetalzone angegriffen. Gleichwohl antworte ich an dieser Stelle, da ich die folgenden, ursprünglich für die Geol. Rundschau bestimmten Zeilen auf Wunsch ihrer Redaktion (mit Rücksicht auf den beschränkten Raum) von dort zurükzog.

Ich bedauere, daß Wilckens mit einer Bemerkung das sachliche Gebiet zu verlassen beginnt. Ich werde ihm hierin nicht folgen, obwohl es mir nicht schwer fiele, die Lacher auf meine

[1] Vergl. z. B. Koch und Wegener, Die glaciologischen Beobachtungen der Danmark-Expedition. Kopenhagen 1911. p. 44.

Seite zu bringen; aber dergleichen gehört nicht in eine wissenschaftliche Zeitschrift. Auch den übrigen Einwürfen könnte ich leicht Satz für Satz entgegentreten; doch halte ich das für zwecklos, da meine Auffassung in den „Mitteilungen der Geolog. Gesellschaft in Wien“ (3. 1910. p. 492 ff.) ausgesprochen ist[1] und ich ihr derzeit nichts Wesentliches hinzuzufügen habe. Ich zweifle nicht daran, daß sich die brauchbarere beider Ansichten — vielleicht auch keine von beiden, sondern eine dritte — mit der Zeit schon durch ihr eigenes Gewicht durchsetzen wird. Richtigstellen möchte ich nur, daß ich mich nicht gegen das Vorhandensein von lepontinischen Decken im Schams ausgesprochen habe, wie Wilckens schreibt, sondern ganz im Gegenteile die Vermutung äußerte, daß die Splügener Kalkberge mit der Schamser „Aufbruchszone“ unter die Prätigauer Aufbruchszone hinabgehen und somit nicht ostalpin, sondern lepontinisch sind.

Besprechungen.

R. Brauns: Mineralogie. Leipzig bei G. J. Göschen (Sammlung Göschen). 4. verbesserte Auflage. 1911. 142 p. Mit 132 Textfiguren.

Das hier in vierter Auflage vorliegende Büchlein ist wohl allgemein bekannt. Diese neue Auflage ist vielfach vermehrt und verbessert und vollständig neu durchgesehen. Im allgemeinen Teil sind kurze Abschnitte über Anwachskegel, Schichtenbau der Kristalle und Ätzfiguren neu hinzugekommen, in einer ferneren Auflage wäre u. a. wohl die Erwähnung der Lumineszenzerscheinungen zu wünschen, die doch gegen früher an Bedeutung sehr gewonnen haben. Bei den Mineralien sind Uranpecherz wegen seines Radiumgehalts, sowie die künstlichen Edelsteine neu hinzugefügt. Im allgemeinen und wesentlichen ist aber Anlage und Inhalt derselbe geblieben. Die Angaben über andere Mineralien sind besonders bezüglich der Fundorte ergänzt. **Max Bauer.**

Personalia.

Habilitiert: Dr. **K. Boden** als Privatdozent für Geologie in München und Dr. **E. Krenkel** als Privatdozent für Geologie und Paläontologie in Leipzig.

[1] Auf p. 496, 16. Zeile von oben soll es statt Schardt selbstverständlich Schmidt heißen.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. August 1912

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg. E. Koken, in Tübingen. Th. Liebisch in Berlin.

1912. No. 16.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser
1912

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber die mittlere spezifische Wärme von Quarz und Quarzglas in drei verschiedenen Temperaturbereichen.

Von **Karl Schulz** in Berlin.

Mit 2 Textfiguren.

I.

Die spezifische Wärme des Quarzes ist bereits Gegenstand mehrerer Untersuchungen gewesen. Einen Überblick über die bisher erhaltenen Werte der mittleren spezifischen Wärme c des Minerals in verschiedenen Temperaturintervallen gibt Tabelle 1 (p. 482/483) in chronologischer Anordnung.

Die wahre spezifische Wärme γ_t des Quarzes hat zuerst M. Pionchon[1] bestimmt. Er wandte die Mischungsmethode an. Nach seinen Ergebnissen ist für Werte von t zwischen 0 und 400^0:

$$\gamma_t = 0{,}1737 + 0{,}000394\, t - 0{,}000000027\, t^2$$

und für Werte von t zwischen 400 und etwa 1200^0: γ_t konstant gleich 0,305.

Vor kurzem ermittelte W. Nernst[2] mit Hilfe seiner neuen Versuchsanordnung[3] die Molekularwärme des Minerals bei tiefen Temperaturen. Seine Resultate sind in Tab. 2 angeführt.

Tabelle 2.
Quarz. (Fundort?) W. Nernst 1911.

Temperatur T in absoluter Zählung	Molekularwärme M.W.
25,8°	0,416
28,75	0.520
31,2	0.527
36,1	0.794
84,3	3,03
89,0	3.25
92,6	3,39

Über die spezifische Wärme des Quarzglases liegen nur wenige Untersuchungen vor.

[1] M. Pionchon, Compt. rend. **106**. p. 1344. 1888.
[2] W. Nernst, Ann. d. Phys. [4.] **36**. p. 395. 1911.
[3] beschrieben a. a. O.

Tabelle 1. Mittlere spezifische Wärme c des Quarzes.

Autor	c	zwischen	Bemerkungen
F. E. NEUMANN[1]	0,1883	Zimmertemp. u. 100°	Mischungsmethode
V. REGNAULT[2]	0,19132	13 u. 99	„ „
H. KOPP[3]	0,186 bis 0,190	20 u. 50	„ „ Bergkristall (Grimsel)
J. JOLY[4]			Kondensationsmethode
	0,18800	12 u. 100	10 kleine klare Kristalle
	0,18828	13,1 „ „	Rauchquarz
	0,18827	11,8 „ „	klare, durchsichtige Kristalle
	0,18780	16,5 „ 99	„ „ „
A. BARTOLI[5]	0,191	23 u. 100	Mischungsmethode
	0,241	28 „ 312	
	0,308	29 „ 417	
	0,316	30 „ 530	
R. ULRICH[6]	0,1909	14 bis 21 u. 98	Mischungsmethode „Quarzsand aus der Nürnberger Gegend“
R. WEBER[7]	0,1754 + 0,0004 t	nicht angegeben	Mischungsmethode
W. P. WHITE[8]	0,1840 } 0,1851 }	0 u. 100	Mischungsmethode in sehr vollkommener Versuchsanordnung
	0,2372 } 0,2368 }	„ „ 500	

W. P. WHITE[8]	0,2559 0,2556	0 u. 700	Mischungsmethode in sehr vollkommener Versuchsanordnung
	0,2597 0,2594	„ „ 900	
	0,2643 0,2646	„ „ 1100	
P. LASCHTSCHENKO[9] . .	0,2250	Zimmertemp. u. 200°	Mischungsmethode
	0,2250	„ 256	
	0,2255	„ 300	
	0,2280	„ 345	
	0,2306	„ 405	
	0,2349	„ 455	
	0,2348	„ 495	
	0,2350	„ 550	
	0,2350	„ 580	
	0,2400	„ 600	
	0,2480	„ 650	
	0,2479	„ 700	
	0,2480	„ 755	
	0,2471	„ 800	
	0,2476	„ 892	

1 F. E. NEUMANN, Pogg. Ann. d. Phys. **23**. p. 1. 1831. Gesammelt. Werke. **2**. p. 1. 1906.
2 V. REGNAULT [Ann. de chim. et de phys. Ser. III. **1**. p. 129. 1841], Pogg. Ann. d. Phys. **53**. p. 60. 1841.
3 H. KOPP, Liebigs Ann. 3. Suppl.-Bd. 1864 u. 1865.
4 J. JOLY, Proc. Roy. Soc. London. **41**. p. 250. 1887.
5 A. BARTOLI, Rivista min. e. crist. **12**. p. 56. 1892. Bull. Acad. Giönia. Catiana fasc. 15. 1890. fasc. 17. 1891.
6 R. ULRICH, E. WOLLNY, Forsch. a. d. Gebiet d. Agrikulturphys. **17**. p. 1. 1894.
7 R. WEBER, Bull. Soc. Sc. nat. Neuchâtel. **23**. 1894—1895. Sitz. v. 28. III. 1895.
8 W. P. WHITE, Americ. Journ. of Sc. **28**. p. 334. 1909.
9 P. LASCHTSCHENKO, Journ. russ. phys. chem. Ges. **42**. p. 1604. 1910.

C. Dieterici[1] erhielt mit dem Bunsen'schen Eiskalorimeter (aus insgesamt 10 Versuchen) für Erhitzungstemperaturen t zwischen 100 und 303° die mittlere spezifische Wärme c zwischen 0 und t°:

$$c = 0{,}16791 + 0{,}0001750\, t - 0{,}0000001025\, t^2;$$

und die wahre spezifische Wärme γ_t:

$$\gamma_t = 0{,}16791 + 0{,}000350\, t - 0{,}0000003075\, t^2.$$

J. Heinrichs[2] berechnete aus 50 Versuchen mit dem Bunsen-schen Eiskalorimeter die mittlere spezifische Wärme c zwischen 0 und t° ($t \gtreqless 320°$)[3]:

$$c = 0{,}171466 + 0{,}0001416\, t.$$

Mit derselben Versuchsanordnung, die für die Versuche mit Quarz verwandt wurde, und in demselben Zusammenhange hat W. Nernst[4] auch die Molekularwärme von Quarzglas bei tiefen Temperaturen bestimmt. Seine Werte gibt Tab. 3 an:

Tabelle 3.

Quarzglas. W. Nernst 1911.

Temperatur T in absoluter Zählung	Molekularwärme M. W.
26,25°	0,637
29,4	0,644
35,2	0.844
42,6	1,33
84,0	3,14

Zeichnet man nach den Versuchsergebnissen W. Nernst's (Tab. 2, 3) die Kurve für die Abhängigkeit der unter gleichen Bedingungen ermittelten Molekularwärmen von Quarz und Quarzglas von der Temperatur (Fig. 1), so ergibt sich, daß diese Kurve für Quarzglas oberhalb der entsprechenden für Quarz verläuft. Da nun die Molekularwärmen sich nur durch einen konstanten Faktor von den wahren spezifischen Wärmen unterscheiden, so liegt auch bei tiefen Temperaturen die Kurve für die Abhängigkeit der wahren spezifischen Wärme des Quarzglases von der Temperatur oberhalb der

[1] C. Dieterici, Ann. d. Phys. [4.] **16**. p. 600. 1905.

[2] J. Heinrichs. Inaug.-Diss. Bonn. 1906. p 37.

[3] Sowohl Dieterici als auch Heinrichs sprechen in ihrer Arbeit nur von Quarz; es ist jedoch unzweifelhaft Quarzglas („von Heraeus!") gemeint.

[4] W. Nernst, a. a. O.

entsprechenden für Quarz, d. h. für gleiche tiefe Temperaturen hat die Differenz der wahren spezifischen Wärme von Quarzglas und Quarz das positive Vorzeichen. Eine ähnliche Beziehung habe ich früher bei Bleimetasilikat, Adular, Mikroklin, Spodumen[1] und Gadolinit[2] festgestellt, bei denen die Differenz

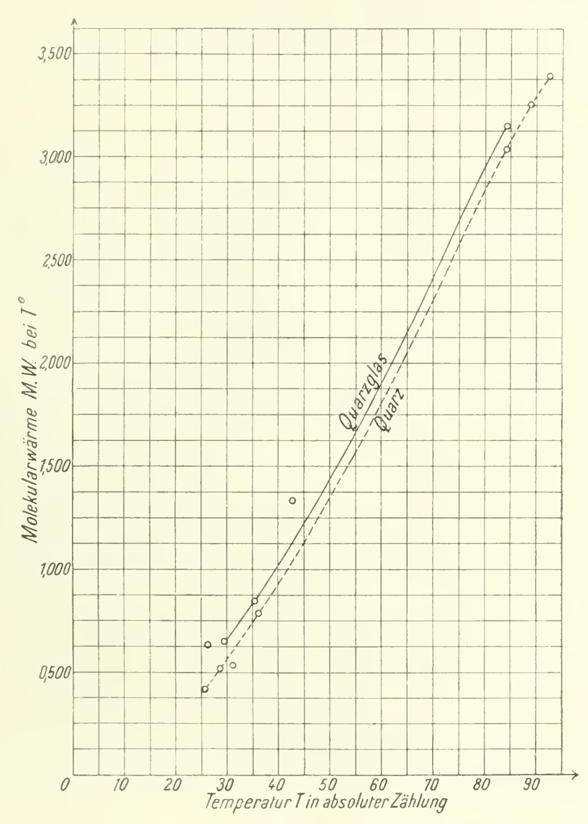


Fig. 1.
Abhängigkeit der Molekularwärme M.W. von Quarzglas und Quarz von der Temperatur T nach W. Nernst 1911.

der unter gleichen Bedingungen gemessenen mittleren spezifischen Wärme zwischen 20 und 100° im amorphen und im kristallisierten Zustande das positive Vorzeichen aufweist.

Von Interesse ist wegen des Verhaltens der genannten Stoffe die Frage nach dem Vorzeichen dieser Differenz für Quarzglas und Quarz

[1] K. Schulz, Dies. Centralbl. 1911. p. 632.
[2] K. Schulz, Dies. Centralbl. 1912. p. 393.

im Temperaturbereich 20—100°. Zu ihrer Lösung erscheinen die angeführten bisherigen Messungen wenig geeignet, da sie von verschiedenen Autoren und auch nicht mit derselben Meßgenauigkeit ausgeführt sind. Ich habe versucht, die mittleren spezifischen Wärmen von Quarzglas und Quarz zwischen 20 und 100°, 20 und 250° und 20 und 410° unter gleichen Bedingungen zu ermitteln, um das Vorzeichen der Differenz entsprechender Beträge festzustellen und die Abhängigkeit des Zahlenwertes dieser Differenz von der Erhitzungstemperatur der Substanz zu prüfen.

II.

Für die Messungen im Intervall 20—100° wurden benutzt: Quarz von Marmarosch in kleinen Kristallen, von Heraeus geliefertes Quarzglas, Quarz von Minas geraes und daraus hergestelltes Quarzglas in Bruchstücken von Schrotkorn- bis Erbsengröße. Zu den übrigen Versuchen wurden nur Quarz von Minas geraes und sein Glas verwendet, welche von demselbem sehr reinen Kristall dieses Vorkommens stammten.

Zur Untersuchung der mittleren spezifischen Wärme zwischen 20 und 100° diente die Mischungsmethode in der früher beschriebenen Form [1]. Die Bestimmung der mittleren spezifischen Wärme in dem Intervall 20—250° und 20—410° erfolgte bis auf die Erhitzung der Substanzen mit denselben Apparaten. Als Erhitzungsvorrichtung für die Temperaturen oberhalb 100° wurde ein vertikal gestellter Platinwiderstandsofen von Heraeus benutzt, dessen inneres Rohr an seinem oberen Ende durch einen „Tassenverschluß“ aus Messing mit Sandfüllung abgedichtet war, den ein Chamotterohr mit zwei engen Durchbohrungen für die Drähte eines zum Heizraum führenden Thermoelementes durchsetzte. Zur Aufnahme der Substanz diente eine am unteren Ende des Chamotterohres in der halben Höhe des Ofenrohres befestigte, ca. 10 cm lange Platintube, deren untere Öffnung durch einen losen Platindeckel verschlossen werden konnte, auf dem die Stoffe bei der Erhitzung lagen. Mit einem dünnen Platindraht war dieser Deckel lose am Thermoelement aufgehängt, so daß ein kurzer Zug an diesem genügte, um die Befestigung aufzuheben und den Deckel mit der erhitzten Substanz ins Kalorimeter fallen zu lassen. Nach jedem Versuch wurde durch Wägung festgestellt, wieviel Platindraht mit dem Deckel ins Kalorimeter gelangt war und der Wasserwert der gesamten Platinmenge berechnet. Die mittlere spezifische Wärme des Platins im Versuchsintervall konnte wegen seiner geringen Menge bei großer Oberfläche nicht experimentell bestimmt werden; sie mußte durch Interpolation aus folgenden Daten ermittelt werden.

[1] K. Schulz, Dies. Centralbl. 1911. p. 632.

Mittlere spezifische Wärme c des Platins.

	c		zwischen
VIOLLE[1]	0,0323	Mittel	0 und 100°
BUNSEN[2]	0,03234	0,0323	8 „ 100
WHITE[3]	0,03348 0,03355	Mittel 0,0335	0 „ 500

Hieraus ergibt sich als mittlere spezifische Wärme für Platin zwischen 0 und 250° 0,0328; zwischen 0 und 410° 0,0332.

Zur Messung der Erhitzungstemperatur diente ein Thermoelement aus Kupfer-Konstantan in Verbindung mit einem mit Volt- und Temperaturskala versehenen Millivoltmeter. Zur Prüfung des Thermoelementes wurde die Schmelztemperatur von reinem Blei festgestellt und durch Vergleich mit der wahren Schmelztemperatur des Metalles (326,9[4]) die zu berücksichtigende Korrektur ermittelt.

Bei den Versuchen ließ sich eine etwa 10 Min. lang konstant bleibende Temperatur in dem Heizraum des elektrischen Ofens dadurch erzielen, daß der Apparat beim Beginn der Erhitzung mit einer Stromstärke von empirisch ermittelter Intensität beschickt wurde, die zur Erreichung der gewünschten Temperatur gerade ausreichte, wenn man den Ofen sich selbst überließ.

Die Daten der einzelnen Versuche sind in Tab. 4 zusammengestellt.

In Tabelle 4 bedeutet:

W Das Gewicht der Wassermenge im Kalorimeter in Gramm, vermehrt um den Wasserwert des Kalorimeters, des Rührers und des Thermometers.

G Das Gewicht der angewandten Substanz in Gramm.

m Das Gewicht des Platindeckels und des Platindrahtes, die beim Versuche mit der Substanz ins Kalorimeter gefallen sind, (nur bei Erhitzungstemperaturen über 100°!).

ϑ Die Temperatur im Heizraum des Erhitzungsapparates (für Erhitzungstemperaturen von ca. 100° ein NEUMANN'scher Hahn, für höhere Temperaturen ein elektrischer Platinwiderstandsofen von Heraeus).

τ Die mit Rücksicht auf den herausragenden Faden und auf die Änderung des Wärmeaustausches während des Versuches korrigierte Mischungstemperatur, die das Wasser im Kalorimeter durch das Einbringen der erhitzten Substanz erreicht.

t Die mit Rücksicht auf den herausragenden Faden und den Wärmeaustausch vor dem Versuche korrigierte Temperatur, die das Wasser im Kalorimeter beim Einbringen der erhitzten Substanz besitzt.

[1] J. VIOLLE, Compt. rend. **85**. p. 543. 1877.
[2] R. BUNSEN, Wied. Ann. **31**. p. 1. 1887.
[3] W. P. WHITE, Americ. Journ. of Sc. **28**. p. 334. 1909.
[4] W. GUERTLER, Metallographie. **1**. Heft 1. p. 70. Berlin 1909.

Tabelle 4. Versuchsdaten.

	W	G	m	ϑ	τ	t	c	M.
I.	636,40	29,965	—	100,22	20,068	19,361	0,1873	0,1875
	636,00	29,980	—	99,86	21,664	20,972	0,1877	
II.	627,12	25,250	—	100,28	19,748	19,146	0,1857	0,1860
	625,62	25,252	—	100,48	21,453	20,859	0,1862	
III.	593,69	28,368	—	99,94	19,697	18,980	0,1870	0,1871
	592,55	28,332	—	99,56	21,540	20,842	0,1871	
	620,65	10,938	1,138	248	19,310	18,459	0,2077	0,2086
	625,13	11,033	1,130	248	19,262	18,399	0,2095	
	629,32	5,108	1,119	410	19,761	19,025	0,2252	0,2253
	623,73	4,947	1,116	409	20,073	19,353	0,2254	
IV.	483,06	24,831	—	99,75	20,184	19,425	0,1856	0,1855
	483,69	24,865	—	100,60	20,533	19,770	0,1854	
	626,29	9,871	1,113	249	19,611	18,855	0,2054	0,2054
	623,56	9,864	1,113	249	19,623	18,864	0,2054	
	620,78	4,654	1,113	411	20,290	19,623	0,2198	0,2204
	620,73	5,451	1,113	414	20,466	19,679	0,2210	

c Die berechnete mittlere spezifische Wärme.
M Der Mittelwert von c aus je zwei Versuchen.
I. **Quarz, Marmarosch.**
II. **Quarzglas, geliefert von Heraeus.**
III. **Quarz, Minas geraes.**
IV. **Quarzglas, hergestellt aus Quarz, Minas geraes.**

III.

Um für das Quarzglas außer der mittleren spezifischen Wärme noch zwei andere Konstanten festzustellen, wurden bestimmt der Brechungsexponent für Natriumlicht und das spezifische Gewicht bei Zimmertemperatur für die beiden verwendeten Gläser.

Zur Ermittlung des Brechungsexponenten diente ein Totalreflektometer nach Abbe-Czapski, dessen Vertikalteilkreis 20″ abzulesen gestattet. Die Justierung des Instrumentes wurde durch Untersuchung von Platten mit bekannten Brechungsexponenten (Quarz und Glas) geprüft; als Zwischenmedium diente α-Monobromnaphthalin. Es ergab sich:

Brechungsexponent für Natriumlicht.

Quarzglas, geliefert von Heraeus 1,4589.

Quarzglas, hergestellt aus Quarz von Minas geraes, 1,4584.

Die Feststellung des spezifischen Gewichtes geschah nach der Schwebemethode an kleinen homogenen Stücken in einem Gemisch von Acetylentetrabromid und Benzol. Damit nicht Temperaturunterschiede in der Flüssigkeit das Auftreten störender Strömungen hervorriefen und um eine konstante Versuchstemperatur zu erzielen, war das Gefäß mit der Schwebeflüssigkeit während des Versuches in einem Wasserthermostaten von Zimmertemperatur aufgestellt. Die Messung des spezifischen Gewichtes der Flüssigkeit, in welcher der Versuchskörper schwebte, wurde mit einer Mohr-Westphalschen Wage vorgenommen. Die Ergebnisse sind folgende:

Spezifisches Gewicht d

Quarzglas, geliefert von Heraeus, $d = 2{,}21$ (2,209) bei $20{,}4^0$.
Quarzglas, hergestellt aus Quarz von Minas geraes, $d = 2{,}21$ (2,28) bei $20{,}5^0$.

IV.

In Tab. 5 sind die Versuchsergebnisse und die daraus berechneten Beträge der Differenzen der für gleiche Temperaturbereiche festgestellten mittleren spezifischen Wärmen angegeben. In Fig. 2 ist die Abhängigkeit der mittleren spezifischen Wärme des Quarzes von Minas geraes und des aus ihm hergestellten Quarzglases von der Erhitzungstemperatur dargestellt.

Aus Tab. 5 und Fig. 2 ist folgendes zu entnehmen.

Die Differenz der mittleren spezifischen Wärme des Quarzglases und des Quarzes zwischen 20 und 100^0 hat im

Tabelle 5. Mittlere spezifische Wärme c.

Stoff	c zwischen 20 und 100°	Differenz	c zwischen 20 und 250°	Differenz	c zwischen 20 und 410°	Differenz
Quarzglas, geliefert von Heraeus Brechungsexponent für Natriumlicht: $n_D = 1,4589$ Spezifisches Gewicht bei 20,4° 2,21 . .	0,1860	— 0,0015	—	—	—	—
Quarz, Marmarosch	0,1875		—		—	
Quarzglas, hergestellt aus Quarz von Minas geraes Brechungsexponent für Natriumlicht: $n_D = 1,4584$ Spezifisches Gewicht bei 20,5° 2,21 . .	0,1855	— 0,0016	0.2054	— 0,0032	0,2204	— 0,0049
Quarz, Minas geraes	0,1871		0,2086		0,2253	

Gegensatz zu dem entsprechenden Wert für die früher untersuchten Stoffe (Bleimetasilikat, Adular, Mikroklin, Spodumen und Gadolinit) stets das negative Vorzeichen. In den Meßbereichen 20 bis 250° und 20—410° sind jene Differenzen gleichfalls negativ und ihr Zahlenwert steigt proportional mit der Erhitzungstemperatur.

Die Kurve der Abhängigkeit der mittleren spezifischen Wärme des Quarzes von der Erhitzungstemperatur verläuft im Versuchsintervall oberhalb der entsprechenden

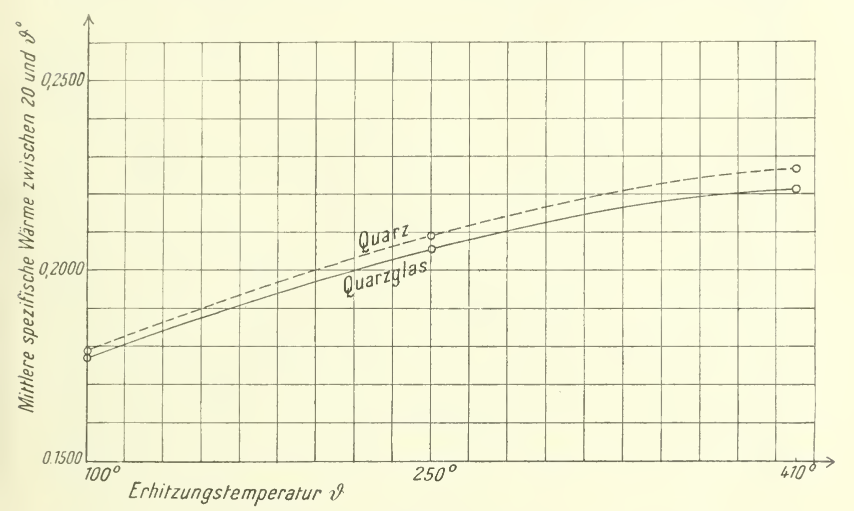


Fig. 2.
Abhängigkeit der mittleren spezifischen Wärme von Quarz, Minas geraes, und daraus hergestelltem Quarzglas von der Erhitzungstemperatur ϑ.

Kurve des Quarzglases, was nach den Ergebnissen W. Nernst's im Gegensatz zu dem Verhalten der wahren spezifischen Wärme dieser Stoffe bei tiefen Temperaturen steht.

Der Verlauf der Kurven für die Abhängigkeit der mittleren spezifischen Wärme beider Körper für Erhitzungstemperaturen zwischen 100° und 410° macht es wahrscheinlich, daß sie sich für eine unterhalb 100° liegende Erhitzungstemperatur schneiden, wofür auch das Verhalten ihrer wahren spezifischen Wärmen bei tiefen Temperaturen zu sprechen scheint.

Abermals hat mich Herr Geheimer Bergrat Prof. Dr. Th. Liebisch durch die freundliche Hergabe des Untersuchungsmaterials und der Apparate für die vorliegenden Untersuchungen in dem ihm unterstellten Institut zu großem Danke verpflichtet.

Berlin N. 4, Min.-petr. Institut der Universität, 12. Juli 1912.

Sind die Quetschzonen des westlichen Rhätikons exotisch oder ostalpin?

Von **W. v. Seidlitz.**

Vor kurzem hat A. Tornquist in dies. Centralbl. (1. Juni 1912) einen Teil des von Hugo Mylius in seinen „Geologischen Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen. I.“ [1] behandelten Gebietes eingehender Kritik unterzogen. Wenn ich mich auch Tornquist's Ansicht über die Algäuer Juraklippen ebensowenig anzuschließen vermag, wie der von Mylius geäußerten, so stimme ich doch Tornquist in seiner Schlußfolgerung zu, daß es Mylius nicht gelungen ist, die Deckentheorie auszuschalten und unsere Vorstellung vom Alpenbau zu vereinfachen. Ich bin persönlich weit entfernt von der Annahme, daß unser Arbeitsgerüst, wie es besonders für das besprochene Grenzgebiet augenblicklich vorliegt, ein unumstößliches Schema darstellt, das jeder neuen Anregung und Befruchtung entraten könnte. Es wird sogar für eine Hypothese, die man allmählich zum festen Bestand wissenschaftlicher Forschung zu rechnen beginnt, ganz förderlich sein, wenn von Zeit zu Zeit ein Versuch unternommen wird, an Hand der inzwischen fortgeschrittenen Erfahrung die Festigkeit ihres Fundaments von Grund aus zu prüfen, weil so manchmal vorhandene Lücken und Mängel erst hervortreten. Die Deckentheorie ist aber schon ein so innig zwischen Tektonik und Stratigraphie verzahnter Bau, wo Probleme der östlichsten wie der westlichsten Alpen in mannigfaltiger Weise miteinander in Wechselbeziehung treten, daß derjenige, der es unternimmt, sie nach lokaltektonischen Untersuchungen in eng begrenztem Gebiet und nach Begehungen weniger Sommerwochen abzulehnen, heute nur dann noch auf ernsthafte Beachtung rechnen kann, wenn er das vorhandene Tatsachenmaterial durch eine neue Erklärung verbindet, die ebenso allen Erscheinungen gerecht wird, oder sie noch besser erklärt, als die bisherige Auffassung.

Dieser Nachweis ist Mylius aber nicht geglückt, da er sich offenbar der Tragweite seines Unternehmens, das auf einer nur scheinbar sehr breiten Grundlage aufbaut, nicht ganz bewußt geworden ist, sonst hätte er seine Untersuchungen nicht dort abgebrochen, wo Stratigraphie und Tektonik in ihrer regionalen Beziehung eine Erklärung fordern, oder er hätte mit der Veröffentlichung des I. Bandes seiner Untersuchungen gewartet, bis er sich auch über manche der nah benachbarten Probleme ein Urteil gebildet. Die Lokaltektonik der Triasdecke, die den Hauptinhalt von Mylius' Arbeit bildet, hat aber nur sekundäre Bedeutung für die Deckentheorie, da erst an ihrem Rande die eigentlichen Probleme beginnen.

[1] München 1912 (Piloty u. Loehle). Mit 14 Tafeln (3 Karten) und 47 Abbildungen im Text.

Man sollte auch nicht vergessen, daß es sich heute nicht mehr nur darum handeln kann, ob im Algäu oder Vorarlberg Deckenbau vorherrscht, sondern daß bei seiner Ablehnung noch eine ganze Fülle alter Probleme wieder auftauchen, für die alle es dann eine Erklärung zu suchen gilt. Neben den lokalen Schubmassen und Schollen mit wechselnder Überschiebungsrichtung, die MYLIUS als die einzige und neueste Erklärungsmöglichkeit ansieht, ohne sich zu erinnern, daß sie mit all ihren lokalen Vorteilen und regionalen Nachteilen noch vor 10 Jahren die allgemein anerkannte Auffassung bildete, rückt der Nord—Südschub (Klippen. Nordflügel der Glarner Falte) mit dem „Vindelizischen Gebirge", das niemals zur Ruhe zu kommen scheint, wieder in bedenkliche Nähe. Gleichzeitig steigen auch die Glarner Doppelfalte und die Fjordstratigraphie — für die MYLIUS, vielleicht unbeabsichtigt, so eifrig neue Grundlagen zu schaffen sucht — wieder aus der Versenkung empor. Mit diesen Problemen zusammen muß man eine Erklärungsformel finden für die Klippen am Vierwaldstättersee und für das Engadiner Fenster, deren Tektonik untrennbar mit der Graubündens und Vorarlbergs verbunden ist; denn die Deckentheorie, die sie jetzt auf einheitliche Grundlage stellt, ist eine Arbeitshypothese, um stratigraphische Schwierigkeiten zu lösen, nie und nimmer aber lokaltektonische Fragen, die man wohl in den allermeisten Fällen dem großen Bauplan wird einordnen können, wenn man einmal nicht nur durch schematisch verallgemeinerte Darstellungen in die Entwicklung und Bedeutung der Deckentheorie eingedrungen ist[1].

Eine solche Erklärung ist MYLIUS uns aber schuldig geblieben, abgesehen von lokaltektonischer Darstellung und Deutelung

[1] Bei MYLIUS sollte man eigentlich eine gewisse Vertrautheit mit dem Wesen der Theorie, die er sich abzulehnen vorgenommen, voraussetzen. Dem scheint aber nicht so, da er sowohl bei den Algäuer Juraklippen wie im Rhätikon vermeintliche Ansichten der „Anhänger der Deckentheorie", wie er sich mit Vorliebe ausdrückt, bekämpft, die von sehr geringem Verständnis für den Überschiebungsvorgang zeugen. Es hat niemand behauptet, daß Decken und Deckenreste immer flach gelagert sein müssen und daß losgelöste Deckschollen nicht auch mehr oder weniger steiles Einfallen zeigen könnten, die ja das heutige Oberflächenbild und fast die ganze Faltungs- und Schollentektonik auf eine spätere Phase, ja vielleicht sogar auf eine zweite Periode der Gebirgsbildung weist. So können die Juraklippen im Algäu sehr wohl von oben gekommen sein (aber von der Basis der Schubmasse), während sie jetzt von Flysch umwickelt erscheinen. Ich kann hier auf weitere Einzelheiten nicht eingehen, möchte aber bemerken, daß die Deckentheorie bereits den Keim des Verfalls in sich trüge und reif erschiene, durch eine bessere Auffassung ersetzt zu werden, wäre sie wirklich schon bei so starrem Schematismus, der keine Möglichkeit der Weiterentwicklung bietet, angelangt, wie es MYLIUS seinen Lesern glaubhaft machen will.

einzelner Profile, die für den Wert oder Unwert der regionalen Auffassung nicht mehr als nebensächliche Bedeutung haben. Aus MYLIUS' Schlußworten ist bis jetzt nicht viel anderes zu entnehmen, als daß er sich zu einer von Osten kommenden „rhätischen Schubmasse" bekennt, die trotz seines Protestes (p. 151) sich von der ROTHPLETZ' nur dadurch unterscheidet, daß er auf die sehr wenig begründete Herleitung aus dem fernen Osten verzichtet und mit einer etwas weniger, aber noch gerade genügend schematisierten Schichtenfolge arbeitet. Man darf deshalb mit Spannung seinen Ausführungen entgegensehen, die er uns für die folgenden Bände seines Werkes in Aussicht stellt.

Es hieße jedoch die vorzeitig abgeschlossene und zu früh veröffentlichte Arbeit zu hoch einschätzen und durch einen gleich umfangreichen Band beantworten, wollte man alle Irrtümer und Lücken eingehend besprechen. Vielleicht wird es bei späterer Gelegenheit möglich sein, auf manche der angeschnittenen Fragen zurückzukommen, wenn die tatsächlichen Verhältnisse mit der Darstellung auf den Karten verglichen sein werden. Aber auch ohne daß mir bisher eine eingehendere Nachprüfung im Felde möglich gewesen wäre, muß ich auf einige Punkte kurz eingehen, in denen unsere Auffassungen auch jetzt schon recht bedeutend auseinandergehen. Obgleich MYLIUS das in Frage stehende Gebiet nur z. T. und auch nur während kurzer Aufnahmezeit kennen gelernt hat, hält er es doch für nötig, seine abweichende Meinung in einem ironisch-polemischen Tone vorzutragen, der besonders wunder nimmt, wenn man ihn mit der sachlichen und ruhigen Behandlung vergleicht, die er seinen anderen Gegnern (TORNQUIST, AMPFERER) angedeihen läßt, die in Gebieten gearbeitet haben (Algäu, Bregenzerwald), in denen er auf Grund langjähriger Erfahrung schon eher zu schärferem Urteil berechtigt gewesen wäre. Ich selbst bedaure dies umsomehr, als er mich hierdurch zwingt, ganz entschieden gegen eine solche überflüssige Form der Polemik Stellung zu nehmen, die ich bei einer wissenschaftlichen Kontroverse weder für erfreulich noch förderlich halte. Darin unterscheiden sich auch MYLIUS' Ausführungen, der jeden „Anhänger der Deckentheorie" als mindestens beschränkt hinstellen möchte, nicht gerade vorteilhaft von vielen Veröffentlichungen, die in letzter Zeit ein ähnliches Ziel[1] verfolgt haben.

Dennoch trete ich auf seine Angriffe nicht ungern ein, weil ich ihm für seine Darstellung Dank weiß, aus der hervorgeht, daß ich mich mit meiner kurzen Mitteilung „Schollenfenster im Vorarlberger Rhätikon und im Fürstentum Liechtenstein"[2] auf ganz richtigem Wege befunden habe.

---

[1] Ich denke besonders an die sachlichen Ausführungen bei AMPFERER und HAMMER. Geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Jahrb. k. u. k. Reichsanst. **61**. 1911. p. 531.

[2] Mitt. geol. Ges. Wien. 1911. p. 37.

Im August 1908 und 1909 [1] habe ich durch einige Wanderungen einen Teil des Liechtensteiner Landes kennen gelernt und hätte ich in der Literatur mehr als nur zwei spärliche Andeutungen über die Eruptivgesteine vorgefunden, so hätte ich mit der Veröffentlichung meiner Funde von Saß, Malbun, Vallorsch, Bettlerjoch, Gr. Furka und Sareiser Joch, die ich naturgemäß mit früheren Beobachtungen im Brander Tal und im östlichen Rhätikon kombinierte, wohl noch gewartet, bis ich Zeit zu genaueren Begehungen gefunden. Bei einer Gruppierung der erwähnten Punkte mußte ich mich, da mir genauere eigene Aufnahmen fehlten, an die bisherige Darstellung des Gebietes durch Mojsisovics und Rothpletz anlehnen und es drängte sich mir unwillkürlich das Schollensystem Mojsisovics auf, wodurch die auffallende Verbindung der ophiolitischen Eruptiva mit tektonischen Linien [2], die Mylius ja auch nicht leugnet und die mir schon im Grassentobel bei Brand nicht entgangen war, noch mehr hervortrat. Es ist daher eine Verkennung der Tatsachen, wenn Mylius behauptet, ich habe gerade die Mojsisovics'sche Scholleneinteilung, die in ihren großen Zügen ja auch schon morphologisch deutlich hervortritt, aufs neue bestätigt, während ich sie nur als einzig vorhandenes Arbeitsgerüst akzeptierte und mich darauf beschränkte, von den durch Mojsisovics aufgestellten Linien und den Rothpletz'schen Revisionen dasjenige zu übernehmen, was mir am sichersten bestätigt zu sein schien [3]. Nicht auf den Verlauf der Linien kam es mir im wesentlichen an, auch nicht, ob diese als Verwerfungen oder Überschiebungen [4] ausgebildet sind, sondern zu zeigen, daß die

[1] Ich ging folgende Wege: 1908, 11. August: Feldkirch—Saminatal—Sücca. 12. Aug.: Sücca—Saß—Vallorsch—Sücca. 13. Aug.: Malbun—Sareiser Joch—Palfienz—Brand. 1909, 24. Aug.: Scesaplanahaus—Gr. Furka—Bettlerjoch—Sücca. 25. Aug.: Sücca—Gepfahl—Heupiel. 26. Aug.: Sücca—Triesenerberg—Vaduz.

[2] Meine Voraussage (p. 57 u. 62), daß man noch weitere Stellen finden würde, wenn man den tektonischen Linien nachginge, hat sich durch Mylius' Untersuchungen bestätigt.

[3] Ich wundere mich, daß Mylius (Fig. 30 p. 103) die Rothpletz-sche Schollenkarte des Rhätikons reproduziert, sich aber gegen meine nicht unerheblich abweichende Darstellung (l. c. p. 38, Fig. 1) wendet, die im Verlauf der Linien viel mehr den Verhältnissen der Landschaft und den jetzt durch die Kartierung festgestellten Verhältnissen entspricht. Es werden dadurch falsche Vorstellungen bei den Lesern erweckt, da meine Eruptivpunkte auf der von Mylius gegebenen Karte gar nicht mehr mit tektonischen Linien zusammenfallen.

[4] Mylius wirft mir vor, daß die tektonischen Linien Überschiebungen, keine Verwerfungen seien; damit wendet er sich an die falsche Adresse. Überall, wo ich die Quetschzonen untersuchte, habe ich auf meiner Karte auch Überschiebungen eingetragen. An den Stellen, die ich nicht besuchte, habe ich eine einfache Bruchlinie ausgezogen und mich so an meine Vor-

basischen Eruptivgesteine in ihrem Auftreten an tektonische Linien gebunden sind[1]. Der beste Beweis für die Richtigkeit dieser Annahme ist der, daß sie auch jetzt noch ausnahmslos stimmt, selbst nachdem Mylius manchen dieser Linien, ob mit mehr oder weniger Berechtigung, kann ich jetzt noch nicht nachprüfen, einen anderen Verlauf zugewiesen hat. Es ist auch unrichtig, davon zu sprechen, daß ich eine Vermittlung zwischen der Anschauung Rothpletz' und Steinmann's versucht hätte, da man doch sehr gut die lokale Tektonik der Schollen und Verwerfungen anerkennen kann, ohne daß man sich dadurch in Widerspruch mit der Deckentheorie zu setzen braucht.

Mylius stellt (p. 117) vier Punkte auf, in denen seine Anschauung von der meinigen abweicht, von diesen erledigen sich 1—3 durch obenstehende Ausführungen, während einzig und allein der letzte einer Erörterung bedarf. Durch eingehende Kartierung — leider nicht auf den Originalkarten 1 : 25000 — hat Mylius die Kenntnis des westlichen Rhätikons wesentlich gefördert, besonders auch dadurch, daß er seine Aufnahme (Karte, Tafel XIV), die den wertvollsten Teil des Buches bildet, von der Darstellung der theoretischen Anfassung (Taf. XIII) trennte; eine genauere Gliederung des Flyschs, die man sehr vermißt, hätte wohl sehr viel längere Aufnahmszeit erfordert. Die alte Linienführung der Schollenteilung ist damit überholt, doch ganz so unrecht hatte sie nicht, denn die Tatsache bleibt bestehen, daß sich auch auf der neuen Mylius'schen Karte alle Mojsisovics-Rothpletz'schen Linien bis auf die Linie Malbun—Bludenz (Rothpletz), die nach Mylius anderen Verlauf zu haben scheint, wieder finden lassen. Außerdem hat Mylius noch eine Reihe weiterer Linien nachgewiesen, aus denen hervorgeht, daß eine Ost-Westüberschiebung, die ich schon an der Linie St. Rochus—Gr. Furka und Gaflei—Gapfahl gezeichnet, noch häufiger vertreten, ja sogar die Regel ist. Meine Vermutung (l. c. p. 39), daß es sich größtenteils nicht um Bruchspalten (Rothpletz), sondern Überschiebungen handelt, konnte Mylius dahin ergänzen, daß Verwerfungen vorzugsweise nur bei

---

gänger angelehnt. Eine Ost—Westüberschiebung kam für mich deshalb nicht in Frage, weil ich die Quetschzonen am Mattlerjoch, und besonders an der Noßspitze und Gritschalpe noch nicht kannte, obgleich sie als sekundäre, nach dem Deckenschub erfolgte Ausgleichungsbewegung auch mir nicht befremdlich gewesen wäre, da ich an der Gr. Furka selbst eine Ost—Westüberschiebung gezeichnet und ein östlich wirkender Faltungsdruck aus dem Scesaplana- und Zimbagebiet mir wohl bekannt ist. Dennoch sind nicht alle nordsüdlich streichende Linien auch Überschiebungen, wie die Brandner Talverwerfung zeigt.

[1] Schon Lorenz 1902, p. 40, weist darauf hin, daß Diabasporphyrit immer dort auftritt, wo sich die Überschiebung am gewaltigsten geäußert hat.

den Ost—West streichenden Linien, bei den nord—südlichen dagegen Überschiebungen vorherrschen. Dadurch, daß er eine Reihe weiterer Stellen auffand (p. 116. No. 13—17), ergibt es sich, daß die basischen Eruptivgesteine hauptsächlich an die Nord—Süd streichenden, nach Westen gerichteten Überschiebungen [1] gebunden zu sein scheinen, was MYLIUS (p. 141) auch bestätigt, ohne weiter darauf einzugehen. An meiner Behauptung ändert sich damit nichts; um aber nun doch einen Gegensatz unserer Anschauungen zu betonen, legt MYLIUS Wert auf die Feststellung, daß ich nur die Eruptivgesteine [2], er aber hauptsächlich die Sedimente verfolgt habe. Damit komme ich zum 4. Punkt unserer Differenzen, der hauptsächlich darin besteht, daß MYLIUS seine „Quetschzonen“, die gleichbedeutend sind mit meinem Ausdruck „Schollenfenster“, als Reste des Hangenden, ich des Liegenden der Trias-Juramassen ansehe. Ein Nachweis für die eine oder andere Behauptung läßt sich nur auf stratigraphischem Wege führen, doch konnte MYLIUS meine Behauptung, daß es sich um Reste handelt, die dem ostalpinen Gebiet fremdartig (exotisch) sind, nicht widerlegen. Da er weder im Algäu noch Rhätikon zum faziellen Verständnis des exotischen Flysches durchgedrungen ist, kann man die Stratigraphie der Flyschgebiete ruhig als den schwächsten Punkt seiner Darstellung bezeichnen und damit verlieren tektonische Betrachtungen, die mit Umgehung dieses Problemes (der Flyschstratigraphie [3]) angestellt werden, erheblich an Wert. Wichtig erscheint es mir ferner, das MYLIUS alle seine Flyschquetschzonen — mit und ohne Eruptivgesteinen — überall in anormalem Kontakt (durch Überschiebungslinien begrenzt), mit den Triasschichten zeichnet [4].

[1] Nur das Sareiser Joch scheint sich seiner Linienführung nicht anzupassen; ob dieses etwa doch mit der Verwerfung der Noßspitze in Zusammenhang steht, die auf der theoretischen Schollenkarte weggelassen ist? Für meine Auffassung ist es gleichgültig, ob die exotischen Reste an einer Verwerfung oder Überschiebung liegen, da eine Aufpressung aus dem Liegenden in beiden Fällen möglich ist.

[2] Das stimmt insofern nicht, indem ich an allen 12 von mir angeführten Punkten besonders darauf hingewiesen, daß neben den Eruptivgesteinen auch fremdartige Sedimente vorhanden sind, die sonst dem Hangenden der Trias nicht eigen sind.

[3] Auf seiner Karte sind wohl zwei Flyscharten vermerkt, aber nicht der Farbe nach getrennt, so daß ihre Verbreitung nicht zu ersehen ist. Zur stratigraphischen Verallgemeinerung und Zusammenfassung scheint mir aber die Zeit noch nicht gekommen; nur durch möglichst scharfe Gliederung. die aber in einem Sommer kaum durchzuführen ist, kann das schwierige Problem des Flysches, der Bündner Schiefer etc geklärt werden.

[4] Es scheint mir zur Verbindung der Quetschzonen mit dem Liegenden der Triasmassen durchaus nicht nötig, daß die Spalten nach der Tiefe zu divergieren (MYLIUS, p. 125), wenngleich schon die tief aufgeschlossene Quetschzone Parfienz-Grassentobel selbst dafür eine Bestätigung geben

Ich kann ihm auch den Vorwurf nicht ersparen, daß er dabei allzu schematisch vorgegangen ist und alles irgendwie Flyschähnliche — nach meiner Auffassung auch Triasschichten — in seine Quetschzonen einbezogen und mit Grenzen anormalen Kontaktes umrändert hat, so z. B. die Partnachschichten im Brandner Tal[1]. Besser wäre es auch gewesen, die Karte mit dem Brandner Tale abzuschließen, da durch die sehr oberflächliche Begehung des Nonnenalpgebietes einem doch Zweifel aufsteigen, ob nicht auch noch andere Strecken der Karte auf ähnlich flüchtiger Untersuchung beruhen.

---

könnte. Ich halte es sogar für wahrscheinlich, daß die Verbindung mit dem Untergrund an den meisten Stellen vollkommen unterbrochen ist und die Schichten längs einer Verwerfung oder Überschiebung gänzlich ausgequetscht und geschleppt sind, wie dies Mylius ja z. B. für die Eruptiva auch in seinem Profil, p. 92, zeigt, oder wie er die Juraklippen im Algäu erklärt, die demnach auch Schollenfenster wären. Für die Zuzählung zum Hangenden oder Liegenden ist es daher ganz belanglos, ob die Dislokationen divergieren oder konvergieren, was in den meisten Fällen sich ja nicht einmal beobachten läßt.

Für eine Zugehörigkeit der Quetschzonen zum Liegenden sprechen aber die Eruptivgesteine, die in normal gelagertem ostalpinen Triasgebirge nirgends im oberen Flyschgebiete, sondern immer unter der Trias liegen. Würden sie dem hangenden Flyschschiefer des Trias-Juragebietes angehören, so müßte doch auch irgendwo ein Durchbruch oder Kontakt mit Trias oder Jura gefunden werden, oder auch Vorkommen bekannt sein, wo die Eruptiva ohne Flysch nur im Verband mit Trias oder Jura stehen. Die von Mylius erwähnten Kontakterscheinungen, auch die berühmte Stelle an der Gaisalp, wo ich selbst eifrig danach gesucht, zeigen aber überall nur starke Pressungserscheinungen an weichen Schiefern (an der Gaisalp z. B. auch Algäuschichten), die ebensogut rein tektonischer Entstehung — durch die Überschiebung der Triasmassen — sein können und niemals erhalten bleiben, sobald die Eruptivmassen passiv verfrachtet werden (Mylius' Profil p. 92). Bei einem solchen Transport der Eruptiva können Kontakterscheinungen nicht entstehen und primär vorhandene werden durch die Schleppung zerstört.

[1] Besonders in dem Zuge vom Eingang ins Zalimtal zum Amatschonjoch. Ebenso fallen mir aber auch seine Quetschzonen unterhalb des Klamperschrofen zwischen Arlbergkalk, und Arlbergkalk und Muschelkalk auf, über die ich aber erst urteilen kann, wenn ich sie näher angesehen. Bei Bürserberg und Bürs gehören die Schiefer sicher nicht dem Flysch, sondern der Trias an. Partnachschichten sind ihrer verschiedenartigen Ausbildung wegen, die auch Skuphos bestätigt, nicht immer leicht zu erkennen und können zu Verwechslung mit Flysch Veranlassung bieten. Da Fossilien oft fehlen, so muß man vielfach vom Hangenden und Liegenden ausgehen. Ich bin daher geneigt, dort, wo Schiefergesteine konkordant zwischen Muschelkalk und Arlbergkalk liegen und weder Fucoiden noch Bactryllien oder andere Partnachfossilien sich finden lassen, diese trotzdem ihrer Lage nach für Partnachschichten und nicht für Flysch zu halten.

Bei dieser sogen. Quetschzone Nonnenalp—Brand muß ich deshalb noch verweilen, weil Mylius mir vorwirft, ich kenne keine flyschartigen Schichten der ostalpinen Fazies, obgleich ich doch vor zwei Jahren (Seesaplana 1910. p. 50 u. 60) darauf hingewiesen und sie auch in das von Mylius übernommene Profil (Mylius p. 111) eingezeichnet habe. Über den helleuchtenden Aptychenkalken des oberen Jura folgen in der Mottakopf- und Zimbamulde sandige Schichten und hell- bis dunkelgraue Schiefer und Kalke von flyschartigem Habitus, in denen ich makroskopisch keine Fossilien gefunden, die aber stellenweise sehr reich an Globigerinen sind (cf. Haniel, Kreide im Lechtal). Diese Mottakopfmulde liegt ganz normal konkordant dem oberen Jura auf; am Sprung der Brandner Talverwerfung sinkt sie ab und wir treffen sie bei Schattenlaggant unten wieder. Von dort zieht sie sich über die Fluralp und Rothornalp in das Täli bei Sarotla und endigt bei der Nonnenalp. Überall treffen wir — also auch an der Nonnenalp -- die normale muldenförmige Lagerung auf hellen Jurakalken, die z. B. bei der unteren Sarotlaalp, an den Hängen des Valbonakopfes, deutlich an den beiden steilgestellten Juraflügeln zu erkennen ist. Eine zweite ähnliche Mulde findet sich an der Zimbaspitze, besonders in der Nordwestwand aufgeschlossen, wo sie teilweise noch stärker flyschartigen Charakter zeigt. Es sind also normale Mulden flyschartiger Gesteine als Hangendes des Trias-Juragebirges, die weder mit den Quetschzonen (Mylius), noch mit meinen Schollenfenstern in Zusammenhang gebracht werden können, deren fazielle Gesteinsausbildung anderseits nur bei sehr flüchtiger Begehung mit den übrigen Flyschbildungen des Grenzgebietes zwischen Ost- und Westalpen verwechselt werden kann. Die feineren Unterschiede der Gesteinsausbildung, die man freilich nicht von heute auf morgen kennen lernt, sind jedoch mindestens ebenso scharf wie die zwischen helvetischem und exotischem Flysch. Wessen Blick aber für diese Unterschiede nicht geschärft ist, die immerhin so bedeutend sind, daß sie von den Schweizer Geologen kartographisch ausgeschieden werden, dem wird es auch schwer fallen, den ostalpinen Flysch von dem der Unterlage zu trennen.

Wäre es Mylius darum zu tun gewesen, zu zeigen, daß seine Quetschzonen tatsächlich dem Hangenden der Trias angehören, so hätte er gerade von solchen Gebieten ausgehen müssen, wo flyschartige Bildungen dem Trias-Juragebiet normal aufgelagert sind, also z. B. von der Mottakopf—Nonnenalpfalte, die weder im Hangenden noch im Liegenden von Linien anormalen Kontaktes begrenzt wird. Dann wäre der Nachweis notwendig gewesen, daß auch in solchen normal gelagerten Mulden basische Eruptivgesteine, grobe und feinere Breccien, Ölquarzite, wildflyschartige Quetschbildungen und Fetzen

kristalliner Gesteine (Gapfahl) eingelagert sind[1]. Ein solcher Beweis würde meine Anschauung entkräftet haben, doch steht er noch aus, wohl aus dem einfachen Grunde, weil er Mylius sowohl im Rhätikon wie im Algäu schwer fallen dürfte. Profile, wie am Zitterklapfen, wo meines Erachtens der z. T. exotischen (= lepontinischen) Schichtenfolge arger Zwang angetan wurde, können nichts beweisen, weil sie am Rand des Triasgebietes gelegen sind, da wo der Deckenzusammenhalt auch in der ostalpinen Schubmasse vollkommen gelockert ist und wo die Schichten durcheinandergestochen sind, so daß Triasfetzen mit exotischen Resten vermengt liegen. Dafür gibt es im Lechtaler Gebiet Profile, wo sich die Zusammensetzung des Flysches ostalpiner Fazies nachprüfen ließe, wenn ich auch einige Zweifel habe, ob die viel besprochenen Gosauschichten[2] auch überall normale Einlagerungen in die Trias-Jurafalten darstellen[3], da es auffällt, daß viele Punkte so nah an tektonischen (meist Überschiebungs-)Linien liegen.

(Schluß folgt.)

Scaphites binodosus A. Roemer im unteren Untersenon.

Von **Th. Wegner** in Münster.

Nach der Gliederung des westfälischen Senon durch Schlüter sind die oberen Schichten des Untersenon durch *Scaphites binodosus* A. Roemer charakterisiert. 1905[4] konnte ich nachweisen, daß

[1] Anderseits vermisse ich eine Erklärung, weshalb in Mylius' Quetschzonen die ganze normale Umrahmung und Unterlage der ostalpinen Flyschzonen fehlt. Da Mylius seine Quetschzonen etwa so erklärt wie Hammer das Engadiner Fenster, so soll man wohl annehmen, daß sie verschluckt sind? An der Mottakopf- und Zimbafalte wird der Flysch unterlagert von hellen Jurakalken, Aptychenkalk, Algäuschichten, Adneter Lias, Kössener Kalk (Dachsteinkalk) und Mergeln, die im westlichen Rhätikon nur am Rand in wenigen Fetzen erhalten sind, während den Hauptdolomitschollen der ganze Jura- etc. Aufbau fehlt. Die vereinzelten Malmschieferreste mit *Calpionella alpina* Lorenz sind doch nicht genügend als Vertreter der ganzen erwähnten gewaltigen Serie, von der man unbedingt Reste erwarten müßte, wenn es sich in den Quetschzonen um Reste des Hangenden handelte.

[2] Gänzlich verfehlt erscheint es mir, jedes grobe Konglomerat auch im Flyschvorland (Feuerstätter Kopf, Zitterklapfen) einfach als Gosau zu bezeichnen, auch wenn keine Fossilien darin gefunden wurden. Dort, wo nur die geringste Möglichkeit vorliegt, daß verschiedene Faziesbezirke ineinandergreifen, sollte man doch sehr vorsichtig mit diesem Ausdruck sein.

[3] In Zusammenhang damit möchte ich auch an den Block mit Gosaufossilien (Merian) vom Cavelljoch im Rhätikon erinnern, von dem ich 1906 ausführlich gesprochen, dessen Anstehendes ich aber bisher noch nicht aufgefunden habe.

[4] Die Granulatenkreide des Münsterlandes. Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1905. p. 138.

S. binodosus sich, wenn auch sehr selten in den quarzigen Gesteinen von Haltern am Stimberg bei Oer, also in SCHLÜTER's Mitteluntersenon, findet. Daraufhin, vor allem aber auf Grund der Lagerungsverhältnisse zog ich den Schluß, daß die quarzigen Gesteine mit *Pecten muricatus* eine küstennahe Fazies[1] der Dülmener sandigen Gesteine mit *Scaphites binodosus* darstellten. Bereits damals war mir, wie in der Liste p. 140 und in einer späteren, kurzen Mitteilung zum Ausdruck kommt, das Vorkommen von *S. binodosus* A. ROEMER aus glaukonitischen Mergeln des Kanaleinschnittes von Olfen bekannt.

In der letzten Zeit habe ich in zwei neuen Aufschlüssen am Hebewerk bei Henrichenburg und in der neuen Rapener Ziegelei bei Recklinghausen Aufsammlungen vornehmen lassen. An beiden Stellen fand sich je ein Exemplar von *S. binodosus.* Vom Hebewerk bei Henrichenburg erwähnt G. MÜLLER[2] zuerst das Vorkommen des untersten Untersenon in der Zone des *Inoceramus cardissoides.* Die zurzeit beim Bau der neuen Schleuse aufgeschlossenen Schichten gehören einem höheren Niveau, nach meinen früheren Aufsammlungen in der unmittelbaren Nähe allem Anschein nach der Zone des *Uintacrinus* an (vergl. p. 121 a. a. O. 1905). Der zweite Fundpunkt Rapen liegt ebenfalls in typischem, untersenonen Recklinghäuser-Mergel, wie eine von dem Bergmann Falk gekaufte Sammlung dieses Fundpunktes dartut. Die beiden neuen Funde zeigen aber, daß dem *Scaphites binodosus* keine stratigraphische Bedeutung als Leitfossil für das obere Untersenon mehr zukommt. Die älteren Angaben von GEINITZ und DEWALQUE über das Vorkommen des *S. binodosus* in der Mukronatenkreide von Vaels und Mastricht besitzen daher erneutes Interesse. Die Aufsammlungen in den genannten neuen Aufschlüssen, die eine vorzügliche Fauna geliefert haben, werden fortgesetzt und bearbeitet werden.

Entgegnung an A. Tornquist.

Von **H. Mylius.**

In No. 11 des gleichen Jahrgangs dies. Centralbl. hat Prof. Dr. A. TORNQUIST „Eine Kritik der von MYLIUS geäußerten, neuen Ansichten über die Herkunft der Juraklippen in der Algäu-Vorarlberger Flyschzone“ veröffentlicht. In seinen Ausführungen bemüht sich TORNQUIST einerseits für die von ihm vor vier Jahren aufgestellte Hypothese über die Herkunft der Klippen einzutreten, während er die von mir gegebene Erklärung zu widerlegen trachtet.

[1] Zur Faziesbildung des westfälischen Untersenon. Ebendort 1910. Monatsber. p. 429.

[2] Das Diluvium im Bereiche des Kanals usw. Jahrb. d. K. Preuß. geol. Landesanst. 1895. p. 44 und Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1900. No. 5. p. 39.

Die folgenden Zeilen sollen zeigen, daß Tornquist weder zum einen noch zum anderen berechtigt ist.

Was zunächst Tornquist's Ansicht betrifft, die Juraklippen seien Reste der großen ostalpinen Schubmasse und beim Schub der Lechtaler Masse über die Algäuer von letzterer plattenförmig abgerissen und über deren Kopf hinweg von oben in den Flysch hinabgestoßen worden, so wurde diese Ansicht schon von Ampferer gründlich widerlegt. Ampferer, der gleich mir an eine Herkunft der Klippen aus dem Untergrund des Flysch glaubt, faßt seine Entgegnungen in folgenden vier Punkten zusammen[1]:

„So erfordert die von Tornquist gebildete Erklärung:

1. einen unerwiesenen weiten Vorschub beider Triasdecken;
2. die unwahrscheinliche Abscherung einer einzelnen schmalen und langen Schichtplatte;
3. einen eigenen Versenkungsakt dieser Platte in die Flyschmasse;
4. eine auf das Kreidegebirge und seine nächste Umgebung beschränkte, außerordentlich gesteigerte Abwitterung."

Indem ich mich dieser von Ampferer geäußerten Ansicht anschließe, füge ich noch den folgenden Punkt hinzu, der in gleich starkem Maße gegen die Tornquist'sche Hypothese in die Wage fällt, dieselbe sogar völlig unmöglich macht.

Tornquist scheint in meiner Arbeit nur das eine Kapitel gelesen zu haben, das die Algäuer und Vorarlberger Juraklippen behandelt, aber nicht dasjenige, in welchem das ostalpine Triasgebirge besprochen wird. In diesem stellte ich fest, daß alle großen Überschiebungen, von denen das Gebirge durchzogen wird, aus Überfaltungen hervorgegangen sind. Insbesondere gilt dies von der Lechtaler Überschiebung, die man im Südosten der Klippen, auf der Nordseite des Algäuer Hauptkammes aus einer normalen, nur nach Norden überkippten Falte entstehen und nach Osten weiterziehen sieht[2].

Da nun der Feuerstätter Kopf, die westlichste der Klippen, nordwestlich vom Biberkopf liegt, einem Berg des Algäuer Hauptkammes, wo die Lechtaler Überschiebung erst im Entstehen begriffen ist, so ergibt sich, daß im Süden und Südosten der Klippen, der Richtung, aus der sie stammen müßten und aus der sie von

[1] Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1908. No. 9. O. Ampferer, Bemerkungen zu den von Arn. Heim und A. Tornquist entworfenen Erklärungen der Flysch- und Molassebildung am nördlichen Alpensaume.

[2] In dieser Hinsicht stimme ich mit meinen Münchner Kollegen G. Schulze und C. A. Haniel durchaus überein, die im Gebiet des Algäuer Hauptkammes Detailaufnahmen gemacht haben und die nach den letzten mündlichen Besprechungen und schriftlichen Mitteilungen ebenfalls der Ansicht sind, daß in den Algäuer Bergen die Überschiebungen aus Überfaltungen hervorgegangen sind.

den höheren Teilen der Algäuer Schubmasse abgerissen und weggeschoben sein sollen, diejenige Schubmasse gänzlich fehlt, welche diesen Vorgang hervorgerufen haben könnte.

Haben somit Ampferer's Ausführungen gezeigt, daß Tornquist's Hypothese im Bereich der Klippen ein hoher Grad von Unwahrscheinlichkeit zukommt, so zeigen die meinigen, daß ihr im Bereich des Triasgebirges für die Erklärung des mechanischen Vorganges die Basis gänzlich entzogen ist.

Tornquist ist nun weiter bestrebt, die von mir vertretene Ansicht der Herkunft der Klippen vom Untergrund des Flysch zu widerlegen. Zunächst wendet er sich dagegen, daß die Klippen auf tektonischen Linien liegen sollen, die den Flysch durchziehen und diesen daher in tektonische Einzelelemente zerlegen. Gegen meine und für seine Ansicht führt er die von ihm gemachte Beobachtung ins Feld, daß der Flysch mit gleichem Streichen unter den Klippen durchziehen, dagegen unter einem spitzen Winkel mit diesen zusammenstoßen soll. Als Orte, an denen seine Beobachtung zu bestätigen ist, führt er an die Neu-Grämpl-Alp, den Ränktobel und Schelpen, und diese Orte wollen wir nun besprechen.

Neu-Grämpl-Alp. Allerdings ist an dieser Alp zu beobachten, daß unter dem östlichsten Ende der Klippe des Feuerstätter Kopfes der Flysch mit mehr oder weniger gleichem Streichen unter der Klippe durchzieht. Aber hier bildet auch der Flysch, wie meine Karte es übrigens durchaus klar erkennen läßt, nebst Seewenschichten die tektonisch einheitliche Basis beiderseits der Klippe. Erst weiter westlich von der Alp stellt sich derjenige Flysch ein, der als südliche Flyschschubmasse die Feuerstätter Klippe überschiebt. Dieser Flysch aber, der auf der Klippe oben drauf liegt, also ihr Hangendes bildet, besteht aus gänzlich schichtungslosen, glaukonitischen Kieselkalken und Sandsteinen, so daß zwischen ihnen und den nördlich des Feuerstätter Kopfes im Liegenden der Klippe anstehenden Gesteinen überhaupt kein tektonischer Verband erzielt werden kann. Tornquist's Karte gibt nun zwar an, daß die Feuerstätter Juraklippe sich ostwärts bis zum Roßschelpen zieht und hier von einer Verwerfung abgeschnitten wird, so daß man aus seiner Karte wohl vermuten könnte, der Flysch zöge auf eine längere Strecke unter der Klippe durch; aber die Feuerstätter Klippe im Osten der Grämpl-Alp kennt nur Tornquist allein, und wer den Rücken zwischen der Alp und dem Roßschelpen begeht, wird niemals auch nur einen Fetzen von Juraklippe, dafür um so mehr Flysch zu sehen bekommen.

Tornquist versucht zwar in einer Fußnote den von ihm begangenen schweren Kartierungsfehler mit der „in hohem Maße falsch gezeichneten österreichischen Generalstabskarte“ 1 : 25000 zu entschuldigen. Ich bedauere, diese Entschuldigung nicht gelten lassen zu können, da ich mich für meine Aufnahme der gleichen

Karte bediente und dieselbe im Gebiet zwischen Grämpl-Alp und Landesgrenze in bester Ordnung fand.

Ränktobel. Tornquist scheint es zu lieben, sich beim Zugestehen von Irrtümern der hierfür so geeigneten Fußnoten zu bedienen. Nicht nur hat er dies anläßlich des soeben genannten Kartierungsfehlers bei der Grämpl-Alp getan; auch um einen im Ränktobel begangenen weit gröberen Irrtum möglichst unauffällig zuzugestehen, bedient er sich einer solchen. Das von ihm hier angewandte „Rezept" der „Verwechslung einer älteren Tagebuchnotiz" halte ich für ein derart wirkungsloses, daß ich dasselbe in meiner geologischen Apotheke leider nicht führe. Daß ich insbesondere im vorliegenden Fall berechtigt bin, Tornquist's Entschuldigungsgrund nicht gelten zu lassen, möge der Leser aus folgenden Angaben entnehmen:

1. Tornquist kommt auf die Südseite der Klippe und erkennt trotz vorzüglichen Aufschlusses nicht die Grenze zwischen Klippe und Flysch, über die hier überhaupt nicht gestritten werden kann.

2. Er photographiert die Klippe nebst angrenzender Schutthalde zweimal (Taf. V und VI) und skizziert dieselbe in einem Profil (Fig. 5) und in einem Grundriß (Fig. 6).

3. Zwischen der Nordseite und der Südseite der Klippe hebt Tornquist unterscheidend hervor, daß auf jener „eine gut wahrnehmbare, aber geringe Diskordanz zwischen Flysch und Klippe erkennbar ist", daß dagegen auf dieser die Jurakalke „an vollständig in sich verschobenen und zerkneteten Flysch" grenzen, „welcher so stark dynamisch verändert ist, daß seine Schichtung kaum erkennbar bleibt".

4. Von den beiden Photographien sagt er: „Die Photographien auf Taf. V—VI zeigen die Grenze der zerrütteten südlichsten Jurabänke gegen den Flysch mit den eckigen Jurablöcken sehr deutlich. Es ist das ausgesprochene Bild einer durch einen gewaltigen Schub der Klippenmasse über die Flyschschichten hervorgebrachten Überschiebungsbreccie" (letzterer Satz ist von Tornquist selbst durch gesperrten Druck hervorgehoben).

5. Während 4 Jahren läßt Tornquist die Leser des N. Jahrb. f. Min. etc. im guten Glauben, das Muster einer „Überschiebungsbreccie" abgebildet zu sehen, bis er

6. auf meine Arbeit hin das Geständnis ablegt: „Durch eine Verwechslung einer älteren Tagebuchnotiz ist hier von einer Überschiebungsbreccie die Rede, während die Photographie in Wirklichkeit nur Gehängeschutt zeigt."

7. Obwohl Tornquist also unumwunden zugibt, die Südseite der Ränktobelklippe gänzlich mißdeutet zu haben, und obwohl er in seiner Flyscharbeit (s. oben Punkt 3) die Verschiedenartigkeiten auf der Nord- und auf der Südseite der Klippe betont, behauptet

er heute in seiner Kritik zu meiner Arbeit, daß die Verhältnisse im Ränktobel für seine Idee sprächen, nämlich, daß der Flysch unter der Klippe hindurch mit gleichem Streichen durchziehe.

8. Nach meinen Beobachtungen kann von einem solchen Verhalten des Flysch weder im engeren noch im weiteren Umkreis der Klippe die Rede sein.

Schelpen. Im Bereich der beiden Schelpenklippen, von denen die westliche dem Hohen Schelpen angehört, sprechen die Verhältnisse weder für die Ansicht Tornquist's noch für die meinige, da hier wie auch sonst überall der Flysch ungemein intensiv gefaltet und überdies stark bewachsen ist. Vom Flysch ist daher bald zu sehen, daß er unter spitzem Winkel, bald daß er parallel zur Klippe streicht.

Weiter wendet sich Tornquist gegen die Art und Weise, wie ich mittels den Flysch durchziehender tektonischer Linien entweder die Juraklippen unter sich oder mit Teilen des Kreidegebirges verbinde. Ich habe drei solcher Linien in meine Karte gezeichnet, und eine jede sei nun kurz besprochen:

Die Linie, welche die Juraklippe des Feuerstätter Kopfes mit dem Schrattenkalkkeil der Gauchenwände verbindet, nennt Tornquist eine „kompliziert verlaufende Schlinge“. Durch diese Behauptung gibt Tornquist den vollkommenen Beweis, daß er mit den Grundbegriffen der darstellenden Geometrie nicht Bescheid weiß, und wer diese nicht beherrscht, sollte bei Ausübung einer Kritik vorsichtig sein. Wenn, wie ich in meiner Arbeit deutlich genug gesagt habe, und wie es die Profile genügend erkennen lassen, sowohl der Jurakeil des Feuerstätter Kopfes wie der Schrattenkalkkeil der Gauchenwände nicht steil stehen, sondern nach Süden geneigt sind, so kann doch selbstverständlich diejenige tektonische Fläche, welche die beiden Keile miteinander verbindet, nicht als gerade Linie ausstreichen. Diese muß vielmehr bogenförmig verlaufen, und zwar ließ ich sie rein, nur um den Gesetzen der darstellenden Geometrie nicht zu widersprechen, beim Überschreiten des Rückens, der sich vom Roßschelpen zu den Gauchenwänden zieht, einen Bogen nach Norden, dagegen auf der Südseite des Roßschelpen einen solchen nach Süden beschreiben. Doch hier, wo es tatsächlich angebracht ist, in dieser einfach sachgemäßen Weise theoretisch zu überlegen, weil die Verhältnisse im Gelände dazu zwingen, da verzichtet Tornquist darauf, um einer wissenschaftlich unrichtigen Einwendung den Vorzug zu geben.

Die zweite meiner Linien verbindet die beiden Schelpenklippen untereinander und diese mit den beiden Granitvorkommen des Bolgen. Was Tornquist an dieser Linie, die vier dicht beieinander und schnurgerade in einer Richtung liegenden Gesteinsvorkommen verbindet, hypothetisch finden kann, ist mir, vielleicht

auch dem einen oder anderen, der meine Karte studiert, nicht ganz begreiflich. Dagegen muß man wirklich staunen, wenn man vor dem gewaltigen, mindestens 1000 cbm messenden Granitblock des Bolgen steht und von diesem sich vorstellen soll, daß er ein sedimentäres Geröllstück im Flysch ist, denn von einem kristallinen Konglomerat oder Haufwerk kann nicht die Rede sein.

Die dritte Linie verbindet eine nördlich vom Feuerstätter Kopf gelegene Klippe, die Tornquist gänzlich unbekannt geblieben zu sein scheint, mit der Ränktobelklippe und diese mit dem Kreidegebirge. Die Verbindungslinie zwischen den beiden Klippen als „unnatürlich" zu bezeichnen, hätte Tornquist sich sparen können, nachdem ich sie in meiner eigenen Arbeit (p. 78) als „hypothetisch" bezeichnet habe.

Eine Polemik, die sich nicht durch Sachlichkeit auszeichnet, ist der Wissenschaft nicht von Nutzen, dies am wenigsten, wenn der eine der beiden Beteiligten die Ansicht seines Gegners mißdeutet.

Wenn ich auf p. 81 sage: „Die Erscheinung[1] ist selbstverständlich, doch mache ich auf sie aufmerksam, weil sie es ist, die ein s c h e i n b a r f j o r d a r t i g e s Eingreifen der Grenzfazies in die helvetische Fazies bewirkt hat, nämlich ein solches in ostwestlicher Richtung von Hindelang bis Sibratsgfäll. D i e s e r F j o r d i s t a b e r k e i n primär-sedimentärer, s o n d e r n e i n s e k u n d ä r - t e k t o n i s c h e r", so kann es nur als unsachlich bezeichnet werden, wenn Tornquist demgegenüber feststellt: „Um die Möglichkeit der Auffaltung von Gesteinen von ostalpiner Fazies aus der Tiefe der nördlichen Flyschzone möglich erscheinen zu lassen, muß er (Mylius) einen zunächst mindestens 30 km von West nach Ost, nördlich der helvetischen Fazies vorgelagerten ‚Fjord' — der Ausdruck ist denkbarst unglücklich — ostalpiner Fazies supponieren." Dieser eine Satz von Tornquist enthält folgende drei Unkorrektheiten:

1. Er schiebt mir den Gebrauch des Wortes „Fjord" in einem Sinne unter, nämlich im faziellen, wie ich ihn ausdrücklich von der Hand gewiesen habe.

2. Er nimmt für den „Fjord" eine Länge von mindestens 30 km an, während meine Tafel V, die als Basis die Lepsiuskarte besitzt, die ebenfalls im Maßstab 1:500 000 gezeichnet ist, nur

[1] Die Erscheinung, daß die sigmoide Kurve, mit der das ostalpine Triasgebirge zwischen Lech und Bregenzer Ach an das helvetische Gebirge grenzt und die nach meiner Anschauung „schon seit frühen Zeiten in ähnlicher Gestalt den ostalpinen Bezirk vom helvetischen getrennt hat" (p. 80), „durch die intensiven Faltungen und zahlreichen Überschiebungen eine starke Verkürzung erlitt, und zwar durch die vorzüglich von Süden nach Norden gerichteten Druckkräfte naturgemäß eine solche in nordsüdlicher Richtung" (p. 81).

eine Länge von 17,5 km aufweist. Solange Tornquist nicht mit Sicherheit nachweisen kann, was für Gesteine ehemals unter dem Flysch und den Seewenschichten lagen, die heute das Dreieck zwischen Hindelang, Sonthofen und Oberstdorf erfüllen, ist er nicht berechtigt, meinen „Fjord" auch nur um einen halben Kilometer zu verlängern.

3. Aber selbst gesetzt der Fall, ich hätte mit 17,5 km in meinem Interesse gerechnet, und der „Fjord" besäße eine Länge von 20, ja 30 km, so darf Tornquist seinen Lesern nicht obigen Satz mit einer Faziesskizze erläutern, in der er meine Auffassungsweise vollkommen verzerrt dargestellt hat, weil in ihr die ursprüngliche Verteilung der Sedimente in ostwestlicher Richtung von den tektonischen Vorgängen so gut wie unbeeinflußt geblieben ist, während sie quer zu dieser Richtung durch intensive Faltung und zahlreiche bedeutende Überschiebungen wesentlich, vermutlich um ein Mehrfaches verkürzt wurde.

Schließlich sei erwähnt, daß Tornquist das von ihm begangene Versehen, von der Fazies der Klippen nicht erkannt zu haben, daß sie um ein Wesentliches von der ostalpinen Fazies abweicht und tatsächlich nur als Grenzfazies zwischen der ostalpinen und der helvetischen aufgefaßt werden kann, in unzutreffender Weise beschönigt.

In vorstehender Erklärung habe ich manches scharfe Wort gegen Tornquist geäußert. Vielleicht wird sie der eine oder andere Leser nicht billigen. Diesen fordere ich auf, mit Tornquist's und meiner Arbeit das Gebiet der Algäuer und Vorarlberger Klippen zu begehen und sich selbst ein Urteil darüber zu bilden, inwieweit Tornquist's Kritik, inwieweit meine Entgegnung Berechtigung besitzt.

War ich zwar damals nicht wenig erstaunt, als ich die Klippen untersuchte und mich davon überzeugte, in welch flüchtiger Weise Tornquist dieselben begangen haben muß, wie er die wichtigste der Klippen, die des Feuerstätter Kopfes, scheinbar überhaupt nicht abgegangen, sondern nur durch Umschau von der Höhe des Berges untersucht hat und dann mit langem Pinselstrich auf der Karte fixierte, nun schnell und wenig überlegt eine von Widersprüchen erfüllte Hypothese aufstellte, so erstaunt es mich heute durchaus nicht, eine Kritik von ihm über meine Arbeit zu lesen, die von Anfang bis zu Ende den Charakter der Unsachlichkeit trägt. Unter diesen Umständen kann ich es nur bedauern, sonst würde ich es gerne begrüßen, mit Tornquist in eine Polemik geraten zu sein.

München, Geologisches Institut, Juni 1912.

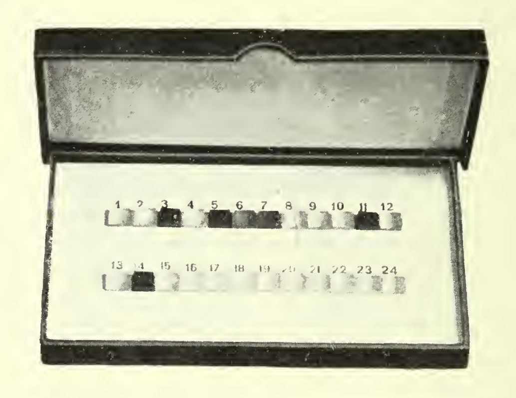
Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Indikatoren zur Bestimmung des spezifischen Gewichts von Flüssigkeiten.

Von **G. Linck** in Jena.

Mit 1 Textfigur.

Man kommt häufig in die Lage, sich eine Lösung von bestimmtem spezifischem Gewicht herstellen oder das spezifische Gewicht eines Körpers annähernd bestimmen zu müssen; da es aber umständlich und zeitraubend ist, dies mit der hydrostatischen Wage auszuführen, so hat man sich vielfach Indikatoren hergestellt, die aber meist zu weite Abstände zwischen den einzelnen Skalenteilen zeigen und meines Wissens nicht in den Handel kamen.



Da mir nun von seiten der Firma Schott & Genossen hier freundlichst Gelegenheit geboten wurde, aus ihrem außerordentlich reichen Bestande an Gläsern eine Auswahl zu treffen, so habe ich eine solche überaus handliche Skala zusammengestellt. Sie besteht aus 24 Glaswürfelchen von rund 6 mm Kantenlänge und umfaßt so die spezifischen Gewichte von 2,24 bis 3,55 bei einem durchschnittlichen Abstand zweier Skalenteile von 0,057. Natürlich sind die Abstände nicht immer ganz gleich, sondern sie gehen vereinzelt herunter 0,025 und in einzelnen Fällen hinauf bis zu 0,14, doch sind die großen Abstände selten und liegen bei sehr hohen Gewichten, wo sie weniger in Betracht kommen.

Sämtliche Würfelchen sind mit Nummern beschrieben und befinden sich in einem gefächerten Kästchen, dessen einzelne Fächer mit den gleichen Nummern versehen sind. Auf der Rückwand des Kästchendeckels aber ist ein Nummernverzeichnis mit Angabe der zu den Nummern gehörigen spezifischen Gewichte eingeklebt.

Ich lasse nachstehend die spezifischen Gewichte meiner Skala folgen, bemerke aber dazu, daß jeweils die letzte Zahlstelle mit Ungenauigkeiten behaftet ist, welche in der Beschaffenheit des Materials begründet sind.

No.	S. G.	No.	S. G.	No.	S. G.
No. 1	2,240	No. 9	2,617	No. 17	3,180
„ 2	2,330	„ 10	2,690	„ 18	3,205
„ 3	2,387	„ 11	2,750	„ 19	3,240
„ 4	2,410	„ 12	2,785	„ 20	3,275
„ 5	2,480	„ 13	2,870	„ 21	3,350
„ 6	2,518	„ 14	2,935	„ 22	3,480
„ 7	2,550	„ 15	3,040	„ 23	3,530
„ 8	2,576	„ 16	3,110	„ 24	3,555

Über den Gebrauch ist folgendes zu sagen:

1. Beim Eindampfen von Lösungen auf ein bestimmtes spezifisches Gewicht wird man in die Lösung dasjenige Würfelchen legen, welches dem verlangten Gewicht nach unten am nächsten kommt, und so lange eindampfen, bis es schwimmt.

2. Beim Verdünnen einer Lösung auf ein bestimmtes spezifisches Gewicht wird man in die Lösung dasjenige Würfelchen geben, welches dem gewünschten spezifischen Gewicht entspricht und außerdem noch das nächst niedrigere und das nächst höhere. Die beiden letzteren signalisieren dann die Annäherung an das verlangte Gewicht und gestatten eine sehr schnelle Einstellung.

3. Beim Bestimmen des spezifischen Gewichts eines anderen Körpers wird man zuerst bis zum Schweben jenes Körpers verdünnen, dann vier oder fünf in Betracht kommende Würfelchen in die Flüssigkeit geben und die davon schwimmenden mit einem Horn- oder Glaslöffel herausholen, dann erkennt man das Gewicht sofort.

Es mag nur noch erwähnt werden, daß es in meinem Institut als zweckmäßig erkannt wurde, zum Rühren in der Flüssigkeit nicht Glasstäbe, sondern solche von Hartgummi zu verwenden, weil sie einerseits die Würfelchen weniger beschädigen und andererseits auch die Wände des Becherglases nicht so leicht durchschlagen werden.

Die Skalen können zum Preise von 20 Mark durch die Firma Dr. F. Krantz in Bonn bezogen werden.

Jena, Mineralogisches und geologisches Institut, im April 1912.

Versammlungen und Sitzungsberichte.

Mineralogische Gesellschaft London. Sitzung vom 18. Juni 1912 unter dem Vorsitze des Vizepräsidenten Dr. A. E. H. Tutton.

T. V. Barker: Der Isomorphismus der sauren Tartrate und Emetikotartrate von Kalium, Rubidium

und Caesium. Die Verbesserungen früherer Messungen der sauren Tartrate sind bestätigt worden und gleichzeitig wurden die Molekularvolumina berechnet. Für die Eigenschaften der drei Salze wurde ein regelmäßiges Fortschreiten nach Maßgabe der Molekularvolumina festgestellt. Lösungen von brechweinsteinsaurem Cäsium liefern bei der Verdunstung einen Sirup, der nicht zur Kristallisation gebracht werden kann; selbst wenn er mit einem Kristall eines vermutlich damit isomorphen Salzes geimpft wird. Das Rubidiumsalz dagegen gibt gute Kristalle, die, im Gegensatz zu früheren Beobachtungen Messungen lieferten, die mit denen an den isomorphen Thallium- und Ammoniumsalzen fast identisch sind und denen an dem Kalisalz sehr nahestehen. Es besteht daher die bestimmte Vermutung, daß diese Gruppen von Salzen ganz ähnliche Beziehungen zeigen, wie die, welche Tutton an den Sulphaten und Selenaten derselben Metalle nachgewiesen hat. Der eutropische Charakter der Kalium-, Rubidium- und Cäsiumverbindungen wurden im einzelnen besprochen und es wurde nachgewiesen, daß nicht nur die Fälle, in denen Isomorphismus besteht, sondern auch diejenigen, in denen Isopolymorphismus angenommen werden muß, mit Bestimmtheit auf die intermediäre Stellung des Rubidiums hinweisen.

W. F. P. Mc Lintock und T. C. F. Hall: Über den Topas und den Beryll aus dem Granit von Lundy Island. Der Granit besteht im wesentlichen aus Quarz, Orthoklas, Albit, Biotit und Muscovit, zu denen sich auch Cordierit und Granat gesellen. Wohlbegrenzte Kristalle von Topas und Beryll sitzen auf Drusen in dem Granit und werden darin von Turmalin, Apatit und Flußspat begleitet. Der Feldspat der Drusen ist häufig kaolinisiert und in allen hat der Orthoklas damit den Anfang gemacht. Es wird vermutet, daß Kohlensäure das Hauptagens war, das diese Umwandlung verursachte und daß die dabei entstandenen Alkalicarbonate den Topas angriffen, dessen Kristalle sämtlich geätzt und z. T. in einen sekundären weißen Glimmer umgewandelt sind. Die Entstehung des Flußspats wird derselben Periode zugeschrieben.

R. H. Solly: Über die Rathitgruppe. Die Eigenschaften der Glieder der Gruppe werden besprochen und die Ähnlichkeit der Winkel in der Prismenzone hervorgehoben.

Dr. G. T. Prior: Über die Mineralien des El Nakhla el Baharia-Meteoriten. Dieser Meteorstein besteht aus ziemlich grobkörnigen Aggregaten von grünem Augit, einem stark eisenhaltigen braunen Olivin und dazwischen etwas Feldspat. Der Augit, der dem Gewicht nach ungefähr drei Viertel des ganzen Gesteins bildet, hat eine chemische Zusammensetzung, die der Formel

$$3\,Ca\,Si\,O_3 \,.\, 3\,Mg\,Si\,O_3 \,.\, 2\,Fe\,Si\,O_3$$

nahezu entspricht, einen mittleren Brechungskoeffizienten = 1,685,

eine Doppelbrechung = 0,035 ca., und einen optischen Achsenwinkel: $2E = 89^0$. Der Olivin steht dem Hortonolith sehr nahe, doch fehlt ihm die Magnesia. Er hat eine Zusammensetzung, die durch die Formel:

$$2 Fe_2 Si O_3 . Mg_2 Si O_3$$

ausgedrückt werden kann; der mittlere Brechungskoeffizient ist = 1,785 ca., Doppelbrechung nahezu = 0,052, und der optische Achsenwinkel ist: $2V = 67^0$.

J. B. Scrivenor: Mitteilungen über das Vorkommen von Zinnstein und Strüverit in Perak. Die Ausdehnung des Vorkommens von Strüverit wird besprochen und Proben eines ungewöhnlichen Vorkommens von Zinnerz vorgezeigt und beschrieben.

Miscellanea.

Opal von Simav im nördlichen Kleinasien. Neuerer Zeit kommen Opale in den Handel, die große Ähnlichkeit mit den bekannten mexikanischen zeigen. Sie stammen aus Lydien, und zwar aus der Grube Karamandja, nahe dem Städtchen und dem See Simav, $2^1/_2$ Wegstunden von der Stadt entfernt, 80 km westsüdwestlich von Kutahia, einer Station der anatolischen Eisenbahn, sehr nahe unter dem 30. Grade östlich von Greenwich, im Vylajet Brussa. Die Gegend ist eine vulkanische und das Muttergestein der Opale, die nach ihrem Fundorte als Simav-Steine (fälschlich auch als Simoa-Steine) bezeichnet werden, ist ein sehr hell gefärbter, feinkörniger bis dichter, poröser Liparit mit einer trüben mikrosphärolithischen Grundmasse und mit vereinzelten Ausscheidungen von Sanidin und stark korrodiertem Quarz. Der Opal erfüllt darin rundliche Hohlräume von verschiedenem Umfang, so daß er Knollen von entsprechender Form bis zu Walnußgröße, selten darüber bildet. Er ist öfters fast farblos, meist aber mehr oder weniger intensiv gefärbt, gelblich, rötlich bis tief und feurig braunrot. Es sind dieselben Farben wie bei dem Feueropal von Zimapan und dieselbe Bezeichnung ist auch hier am Platze. Viele Steine sind getrübt, nicht wenige aber auch sehr stark durchscheinend bis durchsichtig. Einzelne zeigen, meist auf hellem, seltener auch auf dunklerem, braunrotem Hintergrund das lebhafte irisierende Farbenspiel des Edelopals, teilweise ebenso schön wie bei anderen edlen Opalen. Diese edleren, durchscheinenden Varietäten werden aber auch begleitet von gänzlich undurchsichtigem weißen und dunkelbraunen und -grünen gemeinem Opal. Es wird vermutet, daß die Grube schon im Altertum im Betrieb war und daß Krösus einen Teil seiner Schätze aus ihr bezogen habe. Später, vor etwa 500 Jahren, sollen die Genuesen darin gearbeitet haben, so daß sie bei den Bewohnern noch heute die

genuesische Grube heißt. Vor etwa 30 Jahren wurde die Grube von neuem entdeckt; 1896 kam sie in den Besitz eines türkischen Großkaufmanns und später durch Kauf an die österreichische Firma R. Kaul in Konstantinopel. Von dieser wird sie für Rechnung der Deutschen Minengesellschaft „Lydia" in Mainz betrieben. Ihr Vertreter ist Herr Karl M. Hinrichsen in Hamburg (Hansastr. 58), durch den einzelne Exemplare wie auch ganze Suiten für Sammlungen, roh und geschliffen, bezogen werden können. Der größte bisher gewonnene rohe Stein wiegt 192, der größte geschliffene 12 Karat. Die nicht farbenspielenden geschliffenen Steine kosten bis $1^{1}/_{2}$ Karat 6—8 Mk., bis 3 Karat 12—18 Mk., bis 5 Karat 20—28 Mk., größere 30—40 Mk., alles pro Karat in Partien; helle, farbenspielende Steine werden mit 12—40 Mk., dunkle mit 30—120 Mk. berechnet, je nach Größe und Qualität. Die nicht farbenspielenden Opale von Simav werden im Handel speziell „Simav-Steine" oder auch „King Crösus Stones", die farbenspielenden einfach Opale genannt. In chemischer Hinsicht wird angegeben, daß der Eisenoxydulgehalt geringer sei als bei den mexikanischen Opalen und daß die von Simav 0,00012 % Pt, 0,00007 % Au und 0,003 Ag enthalten. Eisen, Kupfer, Silber, Gold und Platin enthaltende Erzadern sind in der Umgebung bekannt. **M. B.**

Besprechungen.

Mme. P. Curie: Die Entdeckung des Radiums. Autorisierte deutsche Übersetzung. Leipzig, Akademische Verlagsgesellschaft. 1912. 28 p. Mit 5 Abbildungen.

Die Geschichte der Entdeckung des Radiums wird hier in Kürze von der berufensten Hand dargestellt. Es ist die Rede, die die Verfasserin bei Empfangnahme des Nobelpreises für Chemie am 11. Dezember 1911 in Stockholm gehalten hat. In der Übersetzung wären Worte wie Cornouailles, Barium etc. besser vermieden worden. **Max Bauer.**

William H. Hobbs: Earth Features and Their Meaning. Bei Macmillan Company, New York. 1912. XI + 506 p. Mit 493 Textfiguren und 24 Tafeln.

Dieses Lehrbuch enthält in einer etwas erweiterten Form das Material der Vorlesungen des Verfassers, die er in den letzten Jahren an der University of Michigan gehalten hat. Es umfaßt 31 Abschnitte und 5 Anhänge. Da das Buch in einem gemeinverständlichen Stil geschrieben und mit zahlreichen Textfiguren und Tafeln illustriert ist, wird dasselbe sehr wahrscheinlich für Anfänger als Einleitung in das Studium der allgemeinen Geologie ausschließlich der historischen, gut dienen können. **E. H. Kraus.**

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. September 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1912. No. 17.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ferdinand Zirkel †.

Mit Ferdinand Zirkel ist ein Forscher dahingegangen, dessen Namen für alle Zeiten mit der Wissenschaft der Petrographie verbunden ist, denn sein Verdienst ist es gewesen, die mikroskopische Untersuchungsmethode zur Geltung gebracht zu haben, durch welche unsere Kenntnis von den Gesteinen und den Mineralien, welche sie bilden, eine ungeahnte Erweiterung und Vertiefung erfahren hat.



Mit Genehmigung des Kunstverlags Louis Pernitsch (Theodor Gruhl), Leipzig.

Zirkel ist am 20. Mai 1838 in Bonn geboren, und Bonn ist Zeit seines Lebens seine Heimat geblieben, hier wohnte bis zu ihrem in hohem Alter erfolgten Tod seine heiß geliebte Mutter, seine Schwester, die Witwe des der Wissenschaft so früh entrissenen Hermann Vogelsang, seine Freunde, mit denen er auf der Schulbank gesessen hatte; jeder erste Ferientag führte ihn nach Bonn, hier hat er die letzten Jahre der Ruhe verlebt, hier hat ihn am 11. Juni ein sanfter Tod hinweggenommen aus einem an Arbeit und Erfolgen reichen Leben.

Nach bestandener Reifeprüfung hat Zirkel im Herbst 1855 die Universität Bonn bezogen, um sich durch das Studium der Chemie und Mineralogie auf die bergmännische Laufbahn vorzubereiten. Nach mehrsemestrigen praktischen Arbeiten in Bergwerken der Rheinlande und erneutem Studium an der Universität Bonn unternahm Zirkel in den Jahren 1859 und 1860 mit Preyer eine Reise nach den Farör und Island, und hielt sich auf der Rückreise 3 Monate in England und Schottland auf, um hier die berühmtesten Bergwerke zu besuchen. Diese Reise wurde für sein späteres Leben bedeutungsvoll; den Beobachtungen auf Island entsprang seine Dissertation, mit der er am 14. März 1861 in Bonn promovierte, dem wiederholten Aufenthalt in England seine Bekanntschaft und Freundschaft mit Henry Clifton Sorby. Hier lernte Zirkel die von Sorby ausgebildete Methode der mikroskopischen Untersuchung der Gesteine in Dünnschliffen kennen, und sein Ruhm wurde es, die volle Tragweite der Methode erkannt und sie unermüdlich weiter ausgebildet zu haben. Freilich hatten sich schon andere Forscher der Dünnschliffe bedient, um Mineralien und Gesteine mikroskopisch zu untersuchen, ich nenne nur Websky und G. vom Rath, und Oschatz hatte schon im Jahre 1851 und danach wiederholt auf Versammlungen Deutscher Naturforscher und Ärzte und der Deutschen geologischen Gesellschaft Serien von Gesteinsdünnschliffen vorgelegt, aber kein Verständnis dafür gefunden, „sie verdienten die Aufmerksamkeit der Mineralchemiker“, war die enttäuschende Antwort, die er erhielt. Sorby selbst hat in einem Vortrag auf der Naturforscherversammlung in Speyer die Anwendung des Mikroskops zum Studium der physikalischen Geologie empfohlen, aber es war doch erst Zirkel, der die mikroskopische Untersuchung der Gesteine und der gesteinsbildenden Mineralien systematisch ausgebildet hat, so daß er mit Recht als Begründer der mikroskopischen Petrographie gelten darf.

Seine ersten mikroskopischen Gesteinsstudien, den Granit, Porphyr, Basalt, glasige und halbglasige Gesteine betreffend, hat Zirkel im Jahre 1863 der Akademie der Wissenschaften zu Wien vorgelegt, wohin er sich im Jahre zuvor begeben hatte, um an der geologischen Reichsanstalt und dem Hofnaturalienkabinett zu arbeiten. Zur großen Befriedigung gereichte es ihm, wie er in der Einleitung bemerkt, die aus einem Teil seiner Studien hervorgehende Gewißheit, daß die Resultate der von Sorby mit seltenem Scharfsinn erdachten, mit beharrlichem Fleiß durchgeführten Untersuchungen eine allgemeine Geltung haben. So hat Zirkel niemals den Anspruch erhoben, etwa selbst die mikroskopische Untersuchungsmethode an Dünnschliffen ersonnen zu haben, wohl aber ist es richtig, was die Preußische Akademie der Wissenschaften ihm zum 50jährigen Doktorjubiläum ausgesprochen hat, daß die bewunderungswürdige Untersuchung Sorby's über die mikroskopische Struktur

der gesteinsbildenden Mineralien wohl unbeachtet geblieben wäre, wenn Zirkel nicht sofort die volle Tragweite der neuen Arbeitsmethode richtig bemessen hätte. Schon in demselben Jahre finden wir Zirkel, 25 jährig, als Extraordinarius in Lemberg, bald als Ordinarius (1865), kurz darauf als Ordinarius in Kiel (1868). Der angehende Bergmann war in kurzer Zeit der Führer der petrographischen Wissenschaft geworden.

In diese Zeit fällt das Erscheinen des Lehrbuchs der Petrographie (1866) und der Abhandlung „Mikroskopische Untersuchung über die glasigen und halbglasigen Gesteine" (1867), das erstere schließt die ältere Geschichte der Wissenschaft ab, indem es in klarster Darstellung das damalige Wissen zusammenfaßt, die andere ist ein Markstein für den Wendepunkt der Wissenschaft. Ihr folgten kurz danach die wichtigen Abhandlungen über das Vorkommen des Leucit und Nephelin in Eruptivgesteinen (1868) und das berühmte Werk über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine (1870). Nachdem in jenem Lehrbuch bezüglich der Basalte gesagt worden war, daß die Kenntnis ihrer mineralogischen Zusammensetzung keineswegs abgeschlossen sei, daß zu ihrer Ermittlung neuerdings Dünnschliffe mit Erfolg angewendet werden, auf diese aber noch weiter kein Bezug genommen wird, wird in diesem, Sorby gewidmeten Werk, durch das Studium von 305 Dünnschliffen auf einmal Licht verbreitet über die Gemengteile der Basalte und ihre Mikrostruktur, während in den beiden anderen Untersuchungen die mikroskopische Struktur der Leucite und die Verbreitung mikroskopischer Nepheline in glänzender Weise behandelt werden; die Abbildungen der zierlichen Einschlüsse in Leucit sind seitdem in fast alle petrographischen Werke übergegangen.

Diese Arbeiten gründeten Zirkel's Ruhm als des ersten Meisters der mikroskopischen Gesteinsuntersuchung, und in dem gleichen Jahre, in dem sein Werk über die Basaltgesteine erschienen war, folgte der junge Professor einem Rufe an die Universität Leipzig als Nachfolger von Carl Friedrich Naumann. Nahezu 40 Jahre hat Zirkel dieser Universität als einer ihrer hervorragendsten Lehrer angehört, hier gründete er das erste, für wissenschaftliches Arbeiten auch der Studierenden eingerichtete mineralogische Institut in Deutschland, hier versammelten sich um ihn Studierende aus aller Herren Länder. Wie 100 Jahre zuvor die Lehren der Mineralogie und Geologie von Freiberg aus durch die Schüler Werner's in alle Welt verbreitet wurden, so jetzt die der mikroskopischen Petrographie durch Zirkel und seine ihm mit großer Begeisterung folgenden Schüler. Und weit über den Kreis der Universität hinaus wirkte Zirkel anregend und zur Mitarbeit anspornend durch sein grundlegendes Werk über die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine (1873). Die petrographische Literatur,

bis dahin einem dünnen Wässerlein gleichend, schwoll in kurzer Zeit zu einem stattlichen Strome an.

Aber die Geister, die er rief, wußte der Meister zu bannen; in der auf drei umfangreiche Bände angewachsenen zweiten Auflage seines Lehrbuchs der Petrographie hat Zirkel die Ergebnisse der Forschungen zusammengefaßt und kritisch gesichtet, einem Werke, das in der Fachliteratur aller Länder unübertroffen dasteht, das auch kein einzelner in neuer Auflage erstehen lassen kann, weil keiner mehr über die umfassenden Kenntnisse verfügt wie Zirkel. Nicht in allen seinen Teilen hat das Werk rückhaltlose Zustimmung gefunden; in der Ansicht über die Ganggesteine schied sich Zirkel scharf von dem andern Hauptvertreter der Petrographie in Deutschland, und mehr und mehr häufen sich die Beobachtungen dafür, daß den Ganggesteinen doch eine besondere Stellung zukommt, die Zirkel ihnen nicht einräumen wollte. Wenn wir erst die Ursachen kennen, welche zu magmatischen Spaltungen führen, werden wir immer klarer erkennen, welche von den Gesteinen, die in Gängen auftreten, als Ganggesteine von den Tiefen- und Ergußgesteinen zu trennen sind, es wird sich da wohl zeigen, daß sich Rosenbusch auf dem richtigen Weg befindet, und daß das, was damals noch als eine Ansicht bestritten werden konnte, doch unbestreitbare Tatsache ist. Die Differenzierung der Magmen selbst, die Spaltung in ein saures und basischeres Teilmagma, die Existenz komplementärer Gänge hat Zirkel niemals bestritten, nur die Abtrennung solcher Gangausfüllungen als Ganggesteine von den Tiefen- und Ergußgesteine schien ihm ungerechtfertigt.

Die letzten Arbeiten Zirkel's galten den Urausscheidungen in rheinischen Basalten. Wenn die Schlußfolgerungen dieser Untersuchungen nicht ganz ohne Widerspruch geblieben sind, so möge man daraus entnehmen, daß in der Deutung dieser Fremdlinge im Basalt ganz ungewohnte Schwierigkeiten zu überwinden sind, die darin liegen, daß viele der Mineralien und Mineralaggregate, die der Basalt umschließt, schon intratellurisch oft tiefgreifende Änderungen erfahren haben, daß sie danach von Basalt verändert worden sind und eine Beschaffenheit angenommen haben, die ebensowenig gestattet, sie glattweg mit Einschlüssen bekannter Gesteine zu identifizieren, wie sie als Urausscheidungen aus dem basaltischen Magma zu erklären. Die Entscheidung über die Natur und Genesis dieser Einschlüsse und Urausscheidungen mag ausfallen wie sie will, Zirkel's großes Verdienst bleibt es, auf ihre ungeahnte Mannigfaltigkeit hingewiesen und zu weiteren Forschungen angeregt zu haben, ehe der Finkenberg, der sie birgt, völlig abgetragen und dem Erdboden gleich gemacht sein wird.

Neben allen diesen Aufgaben unternahm Zirkel nach dem Tode Naumann's die Bearbeitung der neuen Auflage von dessen „Elemente der Mineralogie“ mit so glücklichem Erfolg, daß in

kurzen Abständen neue Auflagen nötig wurden, und auch die jüngste legt Zeugnis dafür ab, daß Zirkel das Gebiet der Mineralogie beherrschte und den Neuerungen in allen ihren Zweigen gerecht wurde. Mit eigenen Untersuchungen auf dem Gebiete der reinen Mineralogie ist Zirkel nur im Anfang seiner Laufbahn hervorgetreten, indem er in demselben Jahre, in dem seine erste mikroskopische Untersuchung von Gesteinen und Mineralien erschien, den Versuch einer Monographie des Bournonit veröffentlicht hat. Fortan galten seine Forschungen der mikroskopischen Untersuchung der Mineralien und Gesteine, das Wort wahr machend: In der Beschränkung zeigt sich erst der Meister.

Daß aber Zirkel doch den Fortschritten der Wissenschaft in dem gesamten Gebiete, das er zu vertreten hatte, wie in den weiten Grenzgebieten der Geologie und der physikalischen Chemie bis in die letzte Zeit hinein folgte, beweist, außer der Neubearbeitung der Naumann'schen Elemente, sein im Jahre 1904 in St. Louis gehaltener Vortrag über die gegenseitigen Beziehungen zwischen der Petrographie und angrenzenden Wissenschaften, in dem er von hoher Warte mit offenbar innerer Befriedigung das Gebiet der petrographischen Wissenschaft überblickt, das mit unter seiner Führung gewonnen worden und seine Blicke schweifen läßt in das ausgedehnte Gebiet, dessen Eroberung mit Hilfe der physikalischen Chemie erst eben in Angriff genommen war.

Groß wie als Forscher und Lehrer war Zirkel als Mensch. Ein wahrhaft vornehmer, edler Charakter, ein geistreicher, humorvoller Gesellschafter, ein liebevoller, treuer Freund. Seinen Schülern blieb er ein teilnehmender Berater, auch wenn sie längst aufgehört hatten, in seinem Institute zu arbeiten; seinen Fachgenossen war er immer der liebenswürdige Kollege, gern bereit, aus dem reichen Schatz seines Wissens und seiner staunenswerten Literaturkenntnis mitzuteilen; der jüngeren Generation war er ein warmer Förderer ihrer Bestrebungen, ein väterlicher Freund; eine reine Freude war es für ihn, wissenschaftliche Arbeiten anregen oder fördern zu können, und nie hat er mit seiner Anerkennung zurückgehalten, wenn es galt, verdienstvolle Leistungen anderer zu würdigen.

An äußerer Anerkennung und Ehrungen hat es Zirkel nicht gefehlt. Die wissenschaftlichen Akademien aller Länder Europas rechneten es sich zur Ehre an, ihn zu ihren Mitgliedern zu zählen, die Universität Oxford hat ihn zu ihrem Ehrendoktor ernannt, die Fürsten haben ihm hohe Ordensdekorationen verliehen, durch das Vertrauen seiner Kollegen hat er das Rektorat der Universität Leipzig bekleidet; die Liebe und Verehrung seiner Schüler fand an seinem 70. Geburtstag einen sinnigen Ausdruck in der Überreichung eines Albums mit ihren Photographien und einer sich daran anschließenden Feier; den Ehrenbezeugungen, die ihm hier

im vorigen Jahre aus Anlaß seines 50 jährigen Doktorjubiläums zugedacht waren, hat er sich entzogen.

Seit einiger Zeit hatten sich Herzbeschwerden bei ZIRKEL eingestellt, die ihn aber doch nicht abhielten, Gesellschaften zu besuchen und Reisen zu unternehmen; von einem Schwächeanfall am Morgen des 11. Juni schien er sich wieder zu erholen, nur mit Mühe konnten seine Freunde ihn bereden, am Abend, früher als er es gewohnt war, das Bett aufzusuchen. Der Schlaf, in den er bald verfiel, sollte zum ewigen Schlafe werden. Nun ruht ZIRKEL in rheinischer Erde auf dem alten Bonner Friedhof. Sein Tagewerk war vollendet, wir Jüngeren wollen aber immer eingedenk bleiben dessen, was wir ZIRKEL verdanken, ihm, dem Forscher, dem Lehrer und dem Freunde.

Bonn, im Juli 1912. R. BRAUNS.

Verzeichnis der Veröffentlichungen von Ferdinand Zirkel.

Dissertation: De geognostica Islandiae constitutione observationes. Bonn 1861.

I. Selbständig erschienene Werke und Schriften.

1. Reise nach Island (mit W. PREYER). 499 p. Leipzig 1862.
2. Lehrbuch der Petrographie. 2 Bde. Bonn 1866. 2. Auflage 3 Bde. Leipzig 1893—94.
3. Untersuchungen über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der Basaltgesteine. 208 p. 3 Tafeln. Bonn 1870.
4. Umwandlungsprozesse im Mineralreich. Sammlung gemeinverständlicher wissenschaftlicher Vorträge. Herausgegeben von RUD. VIRCHOW und FR. v. HOLTZENDORFF. VI. Serie. Heft 136. Berlin 1871.
5. Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine. Leipzig 1873.
6. Die Einführung des Mikroskops in das mineralogisch-geologische Studium. Programm. Leipzig 1881.
7. Ceylon. Vortrag, gehalten im Verein für Erdkunde zu Leipzig am 5. Februar 1896.
8. Elemente der Mineralogie, begründet durch C. F. NAUMANN. 10. Aufl. 1877. 11. Aufl. 1881. 12. Aufl. 1885. 13. Aufl. 1898. 14. Aufl. 1901. 15. Aufl. 1907.

II. In Zeitschriften erschienene Abhandlungen.

1859.

1. Die trachytischen Gesteine der Eifel. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. **11**. 507—540.

1861.

2. Bergmännische Mitteilungen über Cornwall. Zeitschr. f. d. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Preuß. Staate IX. p. 242—261.

1862.

3. Versuch einer Monographie des Bournonit. 36 p. Sitzungsber. d. Kais. Akademie der Wissenschaften, Wien. XLV. Sitzg. v. 13. März 1862. p. 431—466. Mit 7 Tafeln.
4. Gesteine des Melegyhegy. Geolog. Verhandlgn. Wien. **12**. 2 p.
5. Mikroskopische Untersuchung von Gesteinen und Mineralien. Verhandlgn. d. k. k. geol. Reichsanst. XIII. p. 8.

1863.

6. Mikroskopische Gesteinsstudien. Sitzungsber. der Kaiserl. Akademie d. Wisssenschaften, Wien. XLVII. Sitzung v. 12. März 1863.

1864.

7. Syenit- und Granulitanalyse. Poggend. Ann. **122**. p. 621—625.
8. Petrographische Untersuchungen über rhyolithische Gesteine der Taupo-Zone. (v. Hochstetter gesammelt).

1866.

9. Über die mikroskopische Zusammensetzung und Struktur der diesjährigen Laven von Nea-Kammeni bei Santorin. N. Jahrb. f. Min. etc. 769—778. Mit 1 Tafel.

1867.

10. Dünnschliffe echter Basalte. Briefl. Mitteilg. N. Jahrb. f. Min. etc. 1867. p. 81—82.
11. Über die mikroskopische Zusammensetzung der Phonolithe. Poggend. Ann. **131**. p. 298—336.
12. Mikroskopische Untersuchung über die glasigen und halbglasigen Gesteine. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. **19**. p. 737—802. Mit 2 Tafeln.
13. Beiträge zur geologischen Kenntnis der Pyrenäen. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. **19**. p. 68—215. Mit 4 Tafeln.

1868.

14. Über die mikroskopische Struktur der Leucite und die Zusammensetzung leucitführender Gesteine. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. **20**. p. 97—152. Mit 1 Tafel.
15. Über die Verbreitung mikroskopischer Nepheline. N. Jahrb. f. Min. etc. 1868. p. 697—721.

1869.

16. Leucitgesteine im Erzgebirge. Poggend. Ann. **136**. p. 544—561.

1870.

17. Mikromineralog. Mitteilungen. N. Jahrb. f. Min. etc. 1870. p. 801—832. Mit 1 Tafel.
18. Über den mikroskopischen Tridymit. Poggend. Ann. **140**. p. 492—495.

1871.

19. Geologische Skizzen von der Westküste Schottlands. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. **23**. p. 1—124. Mit 4 Tafeln.
20. Über die mikroskopische Zusammensetzung von Tonschiefern u. Dachschiefern. Poggend. Ann. **144**. 319—326.
21. Über den Bytownit. Tschermak's Mineralog. Mitteilgn. 1871. p. 61—63.

1872.

22. Mikromineralogische Mitteilungen. N. Jahrb. f. Min. etc. 1872. p. 1—25. Mit 1 Tafel.

1873.

23. Bemerkung, die nadelförmigen Kryställchen in den Dachschiefern betreffend. N. Jahrb. f. Min. etc. 1873. p. 60.

1874.

24. Das mineralogisch-geologische Museum der Univ. Leipzig. N. Jahrb. f. Min. etc. Briefl. Mitteilgn. 404.
25. Der Phyllit von Recht im Hohen Venn. Verhandlgn. des naturhist. Ver. d. pr. Rheinlande u. Westfalens. **31.** p. 83—86.

1875.

26. Leucit in Basalt von der Insel Bawean bei Java. N. Jahrb. f. Min. etc. Briefl. Mitteilgn. p. 175—176.
27. Mikroskopische Untersuchung der in Norwegen niedergefallenen vulkanischen Asche. Ebenda p. 399—401.
28. Turmalin und Zirkon in Taunusschiefer. Ebenda 628—629.
29. Die Zusammensetzung des Kersantons. Ber. d. k. sächs. Ges. der Wissenschaft. Sitzg. v. 21. Juli 1875. p. 200—209.
30. Die Struktur der Variolite. Ebenda 210—221.

1876.

31. Bemerkung über den Variolit von Berneck. N. Jahrb. f. Min. etc. p. 279—280.
32. Microscopical Petrography. United States geological exploration of the fortich Parallel. Mit 12 Tafeln. Washington 1876.

1877.

33. Über die kristallinischen Gesteine längs des 40. Breitegrades. Ber. d. k. sächs. Ges. d. Wissenschaft. Sitzg. v. 29. Januar 1877. p. 156—243.

1878.

34. Über Mikrofelsit. Briefl. Mitteilg. N. Jahrb. f. Min. etc. p. 514.

1879.

35. Limourit aus der Vallée de Lesponne. Briefl. Mitteilg. N. Jahrb. f. Min. etc. p. 379.

1880.

36. Über den Zirkon als mikroskopischer Gesteinsgemengteil. Briefl. Mitteilg. N. Jahrb. f. Min. etc. I. p. 89—92.

1886.

37. Über die Ursache des Schillerns der Obsidiane des Cerro de las Navajas (Mexico). Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. **38.** p. 1011—1013.

1887.

38. Zur Geschichte des sächsischen Bergbaues. Festrede. Zeitschr. f. Bergrecht. Bd. **28.** p. 344—365.

1891.

39. Cordieritbildung in verglasten Sandsteinen. N. Jahrb. f. Min. etc. I. p. 109.

1903.

40. Über Urausscheidungen in rheinischen Basalten. Abhandlgn. d. Königl. sächs. Ges. d. Wissensch. Mathem.-phys. Klasse. **28.** No. III. p. 103—198. Vorgetragen am 1. Dez. 1902.

1904.

41. Über die gegenseitigen Beziehungen zwischen der Petrographie und angrenzenden Wissenschaften. Adress presented at the International Congress of Arts and Sciences, Univ. Expos. St. Louis 22. Sept. 1904. Journ. of Geology. Vol. XII, No. 6. p. 485—500.

1905.

42. Mit R. Reinisch: Untersuchung des von Enderby-Land gedredschten Gesteinsmaterials. Wissenschaftl. Ergebnisse der deutschen Tiefsee-Expedition auf d. Dampfer „Valdivia" 1898—99. Herausgegeben von C. Chun. 10. Lief. 2. Petrogr. I. p. 37—49. Jena 1905.

1906.

43. Zur Literatur über die Ursachen der abweichenden Kristalltracht. Tschermak's Min. u. Petr. Mitteilgn. **25.** p. 351—355.

1908.

44. Weitere Beiträge zur Kenntnis der Urausscheidungen im Basalt vom Finkenberg bei Bonn. Centralbl. f. Min. No. 14. p. 417—424.

1909.

45. Über Quarz in Basalten. (Eine Erwiderung.) Tschermak's Min. und Petrogr. Mitteilgn. **28.** p. 298.

1911.

46. Über die granatreichen Einschlüsse im Basalt des Finkenbergs bei Bonn. Centralbl. f. Min. No. 21. p. 657—663.

Bemerkung zu einem allgemeinen Gesetz von F. E. Wright für den Durchgang des Lichtes durch eine Kristallplatte.

Von **P. Kaemmerer** in Dresden.

Fr. Schwietring [1] hat neulich einen einfachen Beweis gegeben für ein Gesetz, das von F. E. Wright [2] für den Durchgang des Lichtes durch eine Kristallplatte aufgestellt worden ist. Er hat dabei nachgewiesen, daß dieser von F. E. Wright als „anscheinend neu" bezeichnete Satz sofort aus einer von A. Potier [3] gefundenen Beziehung folgt und seinem Inhalte nach im wesentlichen mit der letzteren identisch ist.

Ich darf hierzu bemerken, daß ich mich auch vor einiger Zeit in Zusammenhang mit anderen Fragen mit dieser Angelegenheit

[1] Fr. Schwietring, Centralblatt f. Min. etc. 1912. No. 11. p. 339.

[2] F. E. Wright, Amer. Journ. of Sc. (4). XXXI. p. 157. 1911. — Min.-petr. Mitt. **30.** p. 194. 1911.

[3] A. Potier, Journ. de Phys. (2). **10.** p. 354. 1891.

beschäftigte und zu demselben Ergebnis wie Fr. Schwietring kam. Meine bis jetzt nur im Manuskript vorliegende Äußerung, die ich nach dem Studium der F. E. Wright'schen Arbeit Ende 1911 formulierte, lautet:

„Es wurde gesagt, daß aus der Kristallplatte ebene Lichtwellen in allen möglichen Richtungen austreten. Es handelt sich zunächst darum, wie solche Wellen polarisiert sind. Allgemeine Gesetze hierüber sind von J. Mac Cullagh und A. Potier gegeben worden. Die von letzterem abgeleitete Regel ist von mir durch eine geometrische Konstruktion erläutert und später von F. E. Wright in eine neue Form gebracht worden, die so lautet:

Ist W_1 eine ins Innere der planparallelen Kristallplatte gebrochene Welle, W_2 die gleichzeitig entstehende, und erzeugt W_1 beim Austritt aus dem Kristall eine Welle W mit dem Polarisationsazimut δ, hat ferner die auf den Kristall fallende uniradial polarisierte Welle W', die nur W_2 hervorbringt, das Polarisationsazimut ε, so sind ε und δ um 90^0 voneinander verschieden."

Die erwähnte geometrische Fassung der Potier'schen Regel, die ich bereits früher behandelt habe, ist folgende[1]:

Die Polarebene der Hilfswelle W_2, die zu der einfallenden Welle W_1 im Kristall gehört, schneidet die Wellenebene W des austretenden Lichtes in dessen Fresnel'scher Schwingungsrichtung (Richtung der elektrischen Polarisation).

Selbstverständlich läßt sich die geometrische Anschauungsweise auch auf die neue Wright'sche Form des Gesetzes von A. Potier anwenden. Man braucht nur zu bedenken, daß die Wellenebene W des austretenden Lichtes dieselbe ist, wie die auf die erste Grenze der Kristallplatte einfallende Lichtwellenebene, aus der die Wellen W_1 und W_2 als gebrochene hervorgehen. Man bekäme dann die neue Form des obigen geometrischen Satzes:

Gehen aus einer einfallenden Lichtwelle W_e beim Durchschreiten einer durchsichtigen inaktiven Kristallplatte, die parallele Grenzebenen hat, die gebrochenen Wellen W_1 und W_2 im Kristall und W_1' und W_2' im Außenmedium hervor, so schneiden die Mac Cullagh'schen Polarebenen von W_1 und W_2 die gemeinsame Wellenebene von W_e, W_1' und W_2' in zwei Geraden d_1 und d_2, die für W_e die uniradialen Polarisationsrichtungen bedeuten; d_1 gibt ferner die Richtung der elektrischen Polarisation in der Welle W_2', d_2 die in der Welle W_1' an.

[1] P. Kaemmerer, Inaug.-Diss. Göttingen 1905. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XX. p. 244. 1905.

Ueber das Vorkommen von Melilithgesteinen im Kaiserstuhl.

Von J. **Soellner** in Freiburg i. Br.

Melilith und melilithführende Gesteine waren bisher aus dem Kaiserstuhl so gut wie unbekannt. Nur Rosenbusch[1] hatte Melilith als sehr seltenen akzessorischen Bestandteil in Nephelinit (Hauynophyr) vom Horberig bei Oberbergen und im Leucitophyr vom Eichberg bei Oberrotweil beobachtet. Gesteine, die durch einen höheren Gehalt an Melilith ausgezeichnet sind, für die Melilith den Charakter eines wesentlichen Gemengteiles besitzen würde, fehlten bis jetzt jedoch aus dem Kaiserstuhl vollständig.

Das Fehlen von melilithführenden Gesteinstypen in einer ausgesprochenen Alkaligesteinsprovinz, wie es der Kaiserstuhl ist, war um so auffallender, als in unmittelbarer Nachbarschaft desselben, am Schloßberg von Mahlberg, in der Luftlinie ca. 16 km in nordnordöstlicher Richtung von Riegel (am Nordostende des Kaiserstuhles) entfernt, am Rande der Schwarzwaldvorberge gelegen, ein Nephelinbasalt auftritt, der stellenweise so reich an Melilith ist, daß er den Charakter eines Melilith-Nephelinbasaltes annimmt. Die geringmächtigen Basalteruptionen längs des Schwarzwaldrandes stehen jedenfalls unzweifelhaft zeitlich und ursächlich mit den Kaiserstuhleruptionen in Zusammenhang, es lag also nahe, auch im Kaiserstuhl selbst die Anwesenheit von Melilithgesteinen zu vermuten.

Bei meinen geologischen Aufnahmen im zentralen Teile des Kaiserstuhls gelang es mir nun in der Tat, in der Umgebung von Oberbergen eine Reihe von Gängen aufzufinden, deren Gestein ausgezeichnet ist durch einen hohen Gehalt an Melilith. Bis jetzt sind mir fünf solcher Gänge bekannt geworden, vier davon am Südfuß des Heßleterbuks nordöstlich von Oberbergen, einer auf halber Höhe des Pulverbuks nördlich von Oberbergen gelegen. Ein Gang am Heßleterbuk hat nur eine Mächtigkeit von 2,5—6 cm, die anderen daselbst haben Mächtigkeiten von 10 cm, 40 cm und 70 cm. Der Gang am Pulverbuk hat eine Mächtigkeit von 8 cm. Das Streichen der Gänge schwankt zwischen h. 8 und 9 obs.

Es handelt sich um meist sehr frisch aussehende schwarze eigentümlich pechglänzende Gesteine, die sich schon makroskopisch von allen anderen basischen Erguß- und Ganggesteinen des Kaiserstuhles (Tephrite, Nephelinbasalt, Nephelinit, Limburgit, Monchiquit etc.) mit Ausnahme des Mondhaldëits sofort durch den auffallenden Mangel oder besser gesagt, das vollständige Fehlen von Augiteinsprenglingen unterscheiden. Auch bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt es sich, daß sie so gut wie frei von Augit

[1] Rosenbusch, H., Mikroskop. Physiogr. d. Gest. Stuttgt. 1877. 1. Aufl. p. 236 und 504. Rosenbusch, H., Elemente der Gesteinslehre. 3. Aufl. Stuttgt. 1910 p. 463.

sind, der Augit ist vollständig durch Melilith ersetzt. Dieser Mangel an Augiteinsprenglingen ist daher für das makroskopische Erkennen des Gesteins ein Hauptkennzeichen. Das Gestein ist weiterhin makroskopisch ausgezeichnet durch einen ziemlich hohen Gehalt an idiomorph begrenzten Einsprenglingen von Hauyn. Dieselben erreichen hier beträchtliche Dimensionen, bis zu 5 mm Größe. Sehr häufig sind sie in der Richtung einer trigonalen Achse gestreckt. Schon auf den frischen Bruchflächen des Gesteins treten die dunklen sechseckigen und rechteckigen Durchschnitte durch ihren fettig glasigen Glanz auf den Spaltflächen deutlich hervor. Besonders gut sind sie aber auf angewitterten Kluftflächen des Gesteins zu erkennen. Die Hauyne zeigen dann eine helle, gelblichweiße Zersetzungsrinde, die den dunklen Kern plastisch hervorhebt. Neben Hauyn sind noch makroskopisch hie und da deutlich Einsprenglinge von Melilith sichtbar, entweder leistenförmige Durchschnitte mit Spaltflächen nach {110} oder taflige mit Spaltbarkeit nach {001}. Sicher als Melilith sind sie allerdings erst durch die mikroskopische Prüfung zu bestimmen. Von weiteren Gemengteilen treten makroskopisch nur noch kleine schwarze Körner hervor, die teils Perowskit teils Magneteisenerz angehören.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt nun von der Zusammensetzung und dem Aufbau dieser Melilithgesteine folgendes Bild:

Die Gesteine haben durchweg hypokristallin-porphyrische Struktur. In allen treten als Einsprenglinge auf: Hauyn, Melilith, Apatit, Perowskit, Magneteisenerz und ganz lokal Reste von Ägirinaugit. Als Grundmassengemengteile kommen in Frage: Melilith, Hauyn, Biotit, Perowskit, Magnetit und braunes Glas, dazu noch in zwei Vorkommnissen Nephelin und lokal Ägirinaugit. Sekundär sind Carbonate und Zeolithe.

Der wichtigste und interessanteste Gemengteil sowohl unter den Einsprenglingen wie in der Grundmasse ist der Melilith. Die Einsprenglingsmelilithe sind gut ausgebildete, tafelig nach {001} entwickelte Kristalle. Die Tafeln erreichen zuweilen eine Größe bis zu 4,5 mm und eine Dicke bis zu 1 mm. Begrenzt sind sie in der Regel von {001} · {110} · {100} · {310}. Zuweilen lassen sie eine Abstumpfung durch {111} und {201} erkennen. In den meisten Vorkommnissen ist der Melilith frisch, der optische Charakter desselben ist negativ. In außerordentlich schöner Weise zeigt der Melilith eine charakteristische Pflock- oder Zapfenstruktur. Diese Struktur ist hier jedoch unzweifelhaft nicht bedingt durch primäre Glaseinschlüsse, sondern beruht auf einer Umlagerung oder Umwandlung des Meliliths in ein homogenes, farbloses und vollkommen isotropes Mineral, dessen Lichtbrechung beträchtlich geringer als

die des Meliliths und auch noch geringer als die des Canadabalsams ist. Die Umwandlung ist oft so weit vorgeschritten, daß größere Melilitheinsprenglinge von einem breiten Saum der farblosen isotropen Tochtersubstanz umgeben sind. Von diesem Saum dringt die isotrope Substanz immer tiefer in Form von parallel gestellten Zapfen in den frischen Melilith ein. Eine ausführliche Beschreibung aller dieser Erscheinungen erfolgt an anderer Stelle. In dem Gang vom Pulverbuk zeigt das isotrope Mineral weiterhin eine Umwandlung in faserigen gelblichgrünen Serpentin. In der Grundmasse ist der Melilith der wichtigste und verbreitetste Gemengteil. Er zeigt die gleiche Formausbildung wie unter den Einsprenglingen. Es sind außerordentlich dünne Tafeln, die eine Größe bis zu 1,25 mm und eine Dicke bis zu 0,12 mm erreichen. Vor allen Dingen treten die leistenförmigen Querschnitte der Tafeln sehr zahlreich hervor. Der Grundmassenmelilith zeigt die gleichen Erscheinungen bezüglich der Pflockstruktur, Umwandlung etc. wie die Einsprenglingsmelilithe. Der optische Charakter ist ebenfalls negativ. Die zahlreichen langleistenförmigen Durchschnitte bedingen eine ausgeprägte Fluidalstruktur. Wo neben Melilith noch Nephelin in der Grundmasse auftritt, ist der Melilith durchweg älter als dieser, er ist ebenso älter als der Hauyn der Grundmasse und Biotit.

H a u y n tritt in zwei Generationen sowohl als Einsprengling wie in der Grundmasse in völlig normaler Ausbildung auf. In letzterer ist er gegen Melilith allotriomorph, gegen Nephelin, wo derselbe vorhanden, dagegen idiomorph. Der Grundmassenhauyn zeigt zuweilen eine Zersetzung in Zeolithe und Carbonate. Die Menge des Hauyns ist in der Grundmasse ziemlich groß.

In einigen Gängen kommt neben Melilith und Hauyn als weiterer wesentlicher Gemengteil der Grundmasse noch N e p h e l i n in hypidiomorpher Ausbildung in Frage. Er ist hier ausgesprochen tafelig nach $\{0001\}$ entwickelt, begrenzt durch $\{0001\}$ $\{10\bar{1}0\}$. Die Täfelchen erreichen in der Regel eine Größe bis zu 0,3 mm und eine Dicke bis zu 0,15 mm. Die Nephelinkristalle drängen sich zuweilen zu ganzen Nestern zusammen. Meist ist der Nephelin vollkommen frisch, nur hie und da zeigt er eine beginnende Umwandlung in faserige Aggregate.

Ein weiterer sehr wesentlicher Gemengteil, der ebenfalls wie Nephelin nur in der Grundmasse entwickelt ist, ist rotbrauner B i o t i t. In sechsseitigen Blättchen bis zu 0,15 mm Größe und 0,06 mm Dicke zeigt er auf Basisschnitten den Austritt der negativen spitzen Bisektrix eines sehr kleinen Achsenwinkels. Die Achsenebene ist parallel $\{010\}$, also Glimmer II. Art. Der Pleochroismus ist deutlich, $\mathfrak{a}$ heller rotbraun, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ dunkelrotbraun bis schmutziggrünlichbraun. Die Dimensionen der Blättchen sinken herab bis zu winzigen Maßen, so daß die einzelnen Blättchen

oft kaum noch wahrnehmbar sind. Der Biotit gehört unzweifelhaft zu den jüngsten Bildungen der Grundmasse, wo er mit Melilith, Hauyn oder Nephelin zusammenstößt, ist er jünger als diese.

Ein Pyroxen als normaler wesentlicher Gesteinsgemengteil fehlt vollständig. Unter den Einsprenglingen treten nur vereinzelte Reste von Ägirinaugit auf mit allen Merkmalen einer tiefgreifenden magmatischen Korrosion unter Neubildung von Melilith. Manche solche Korrosionsreste sind mit einem ganzen Melilithkranz umgeben. Zuweilen liegt auch ein Ägirinaugitrest in einem einheitlichen Melilithkristall. In der Grundmasse fehlt Pyroxen im allgemeinen vollständig, nur in den beiden nephelinführenden Gängen kommen geringe Mengen von Ägirinaugit vor. Allem Anschein nach gehört er dann ebenso wie Biotit zu den jüngsten Bildungen.

Der für Melilithgesteine so charakteristische Perowskit tritt hier sowohl unter den Einsprenglingen wie besonders reichlich in der Grundmasse auf. Unter den Einsprenglingen sind es bis 0,4 mm große Kristalle in der Form des „Würfels" oder von „Würfel" und „Oktaeder". Sie sind mit rotbrauner bis nelkenbrauner Farbe durchscheinend, und zeigen alle charakteristischen Merkmale wie deutliche Doppelbrechung, Zwillingslamellierung etc. In der Grundmasse sind es entweder kleine würfelförmige Kriställchen oder ausgeprägt schöne skelettartige Wachstumsformen von charakteristischer Gestalt. Die Farbe des Grundmassenperowskits ist ebenfalls rotbraun bis nelkenbraun.

Apatit tritt ziemlich häufig unter den Einsprenglingen in bis 2 mm langen und bis 0,8 mm dicken Kristallen auf. Er zeigt tiefgreifende Korrosionserscheinungen.

Magneteisenerz kommt unter den Einsprenglingen in einzelnen größeren Kristallen und in der Grundmasse in ziemlich zahlreichen kleinen oktaëdrischen Kriställchen vor.

Außer den kristallisierten Gemengteilen beteiligt sich noch an der Zusammensetzung der Grundmasse ein gelbbraunes Glas. Es bildet im allgemeinen einen gerade noch zusammenhängenden Kitt, der die übrigen Gemengteile miteinander verbindet.

Sekundär treten in der Grundmasse Carbonate und Zeolithe auf.

Was das Alter dieser Melilithgesteine im Kaiserstuhl betrifft, so scheinen sie zu den jüngsten gangförmigen Eruptionen zu gehören. Der Gang am Pulverbuk ist unzweifelhaft jünger als die in Gängen auftretenden Phonolithe, da er direkt in einem Phonolithgang aufsetzt. Bis jetzt sind die Gänge mir nur aus dem zentralen Teile des Kaiserstuhles bekannt geworden. Sie scheinen daselbst eine größere Verbreitung zu besitzen. Die weiteren geologischen Aufnahmen werden darüber Aufschluß geben.

Die Melilithgesteine des Kaiserstuhls sind allem Anschein nach als Glieder der lamprophyrischen Ganggesteine der Alkalireihe

aufzufassen und gehören in ihrer Stellung in die Nähe der Alnöite, Melilithmonchiquite und Hauynmonchiquite. Ihre genaue Stellung läßt sich erst fixieren, wenn die chemische Untersuchung der Gesteine, die gegenwärtig im Gange ist, beendet ist. Diese Zeilen sollen nur von dem Vorhandensein melilithreicher Gesteine in dem Kaiserstuhl Kenntnis geben. Die ausführliche Beschreibung derselben nebst ihrer chemischen Charakteristik erfolgt demnächst an anderer Stelle.

Freiburg i. Br., den 15. Juli 1912.

Ueber die Dispersion des Zinnobers.

Von **H. Rose** in Göttingen.

Mit 2 Textfiguren.

Der Güte von Herrn Dr. K. Simon (Optische Werkstätten von R. Winkel, Göttingen) verdanke ich einige sehr schöne Zinnoberkristalle. Diese ermöglichten es, die früher von mir[1] infolge eines mangelhaften Prismas ungenau festgestellte Dispersion dieser Substanz an Material von Neu Almaden von neuem zu bestimmen. Hierzu diente ein nach dem Wülfing'schen Schleifverfahren hergestelltes Prisma mit zur kristallographischen Hauptachse paralleler brechender Kante. Da der Zinnober sehr vollkommen nach dem Prisma $\{10\bar{1}0\}$ spaltet, konnte die Orientierung der Prismenflächen an einer an dem Prisma vorhandenen Spaltfläche mit dem Goniometer leicht geprüft werden. Der Prismenwinkel betrug $16^{0}\,52'\,52''$. Die Beobachtungsergebnisse an diesem Prisma sind in der folgenden Tabelle (1) zusammengestellt. Bei Betrachtung der Tabelle fällt sogleich auf, daß die Brechungsexponenten des außerordentlichen Strahles etwas weiter nach abnehmender Wellenlänge verfolgt sind als die des ordentlichen. Einer Bestimmung jenseits von 598 $\mu\mu$ setzte die beginnende Absorption des ordentlichen Strahles eine Grenze. Während der außerordentliche Strahl für Licht von 762 $\mu\mu$ bis etwa 607 $\mu\mu$ stärker absorbiert wurde als der ordentliche, trat für Licht von kleinerer Wellenlänge das Umgekehrte ein, so daß der Brechungsexponent des außerordentlichen Strahles noch für Licht von der Wellenlänge 589,3 bestimmt werden konnte. Aber auch dieser Strahl verlor bei einer Dicke der durchstrahlten Schicht von etwa 0,4 mm und bei Licht von 586 $\mu\mu$ Wellenlänge schon dermaßen an Helligkeit, daß Messungen nicht mehr auszuführen waren.

---

[1] H. Rose, Über Dispersion und Rotationsdispersion einiger natürlich-aktiver Kristalle. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXIX. p. 70. 1910.

Tabelle 1. **Dispersion**

Lichtquelle	Wellenlänge in $\mu\mu$	Barometerstand in mm	Temperatur	Halber Ablenkungswinkel des ordentlichen Strahles
Sonne	589,3	747,0	21,0	—
„	598.5	747,2	19,5	16° 48′ 0″
Hg	607,5	746,3	22,0	16 36 22
Hg	612,7	746,6	21,2	16 31 52
Hg	623,9	747,0	20,5	16 23 53
Hg	672,0	747,1	20,2	15 57 31
Hg	690,7	747,2	19,5	15 49 4
Sonne	718,8	746,5	20,0	15 38 18
„	762,0	749,1	18,5	15 25 31

Die Dispersion der meisten, im sichtbaren Gebiet des Spektrums durchsichtigen Substanzen kann man, wie F. F. Martens[1] nachgewiesen hat, mit Hilfe der Ketteler-Helmholtz'schen Dispersionsformel unter der Annahme von nur einer Eigenschwingung im kurzwelligen Gebiete des Spektrums mit hinreichender Genauigkeit darstellen. In der Tat stellte auch, wie ich früher zeigen konnte, die genannte Formel die Dispersion des Zinnobers mit der damals erreichten Genauigkeit der Beobachtungen dar. Es fragte sich nun, ob die Formel auch noch den jetzt genauer festgestellten Verlauf der Dispersion hinreichend genau wiedergibt. Um diese Frage zu beantworten, mußten die Konstanten m, m′ und λ' der Ketteler-Helmholtz'schen Dispersionsformel:

$$1. \qquad n^2 = m + \frac{m' \lambda^2}{\lambda^2 - \lambda'^2}$$

von neuem berechnet werden. Dazu dienten folgende zusammengehörigen Werte von Wellenlängen λ und Brechungsexponenten n:

$$\lambda_1 = 0{,}5985 \qquad n_1 = 2{,}90510$$
$$\lambda_2 = 0{,}6720 \qquad n_2 = 2{,}81429$$
$$\lambda_3 = 0{,}7620 \qquad n_3 = 2{,}75642$$

Die Einführung dieser Werte in die Glg. (1.) und die Auflösung der dadurch erhaltenen 3 Gleichungen lieferten nachstehende Konstanten:

$$\lambda' = 0{,}42034, \qquad m = 5{,}33965, \qquad m' = 1{,}570858.$$

Demnach lautet die Dispersionsformel für den ordentlichen Strahl des Zinnobers:

$$n^2 = 5{,}33965 + \frac{1{,}570858\ \lambda^2}{\lambda^2 - 0{,}176685}.$$

[1] F. F. Martens, Drude's Annalen. **6**. p. 611. 1901. **8**. p. 459. 1902. Winckelmann's Handbuch d. Physik. **6**. p. 618. 1906.

des Zinnobers von Neu Almaden.

Brechungsexponent des ordentl. Strahles	Halber Ablenkungswinkel des außerordentlichen Strahles	Brechungsexponent des außerordentlichen Strahles	Differenz der Brechungsexponenten
—	20° 15′ 41″	3,27188	—
2,90510	20 6 34	3,25599	0,35089
2,88423	19 53 30	3,23323	0,34900
2,87615	19 48 16	3,22409	0,34794
2,86181	19 37 31	3,20531	0,34350
2,81429	19 2 14	3,14344	0,32915
2,79904	18 49 30	3,12103	0,32199
2,77957	18 34 35	3,09473	0,31516
2,75642	18 17 57	3,06533	0,30891

Berechnet man die Dispersion des Zinnobers nach dieser Formel, so erhält man Resultate, die in der Tabelle 2 mit den beobachteten Werten zusammengestellt sind und in der Fig. 1 graphischen Ausdruck gefunden haben. Man sieht, daß die Formel

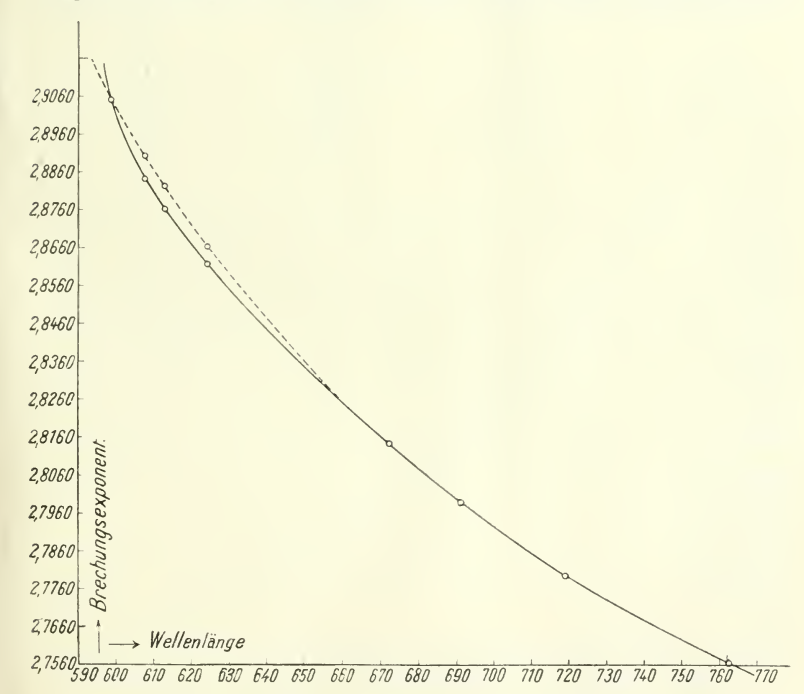


Fig. 1. Dispersion des ordentlichen Strahles des Zinnobers.
Beobachtete Kurve ——— Berechnete Kurve ------

Tabelle 2. **Zusammenstellung der beobachteten und nach Formel 1 berechneten Brechungsexponenten des ordentlichen Strahles.**

Wellenlänge in $\mu\mu$	Brechungsexponenten beobachtet	Brechungsexponenten berechnet	Differenz
598,5	2,90510	2,90510	—
607,5	2,88423	2,89021	+ 0,00598
612,7	2,87615	2 88222	+ 0,00607
623,9	2,86181	2,86639	+ 0,00458
672,0	2,81429	2,81427	— 0,00002
690,7	2,79904	2,79902	— 0.00002
718,8	2,77957	2,77972	+ 0.00015
762,0	2,75642	2,75637	— 0,00005

die Beobachtungen bei größeren Wellenlängen einigermaßen genau wiedergibt, daß sich aber mit abnehmender Wellenlänge Abweichungen zwischen Beobachtung und Rechnung einstellen, welche die Beobachtungsfehler, die etwa eine Einheit der vierten Dezimale

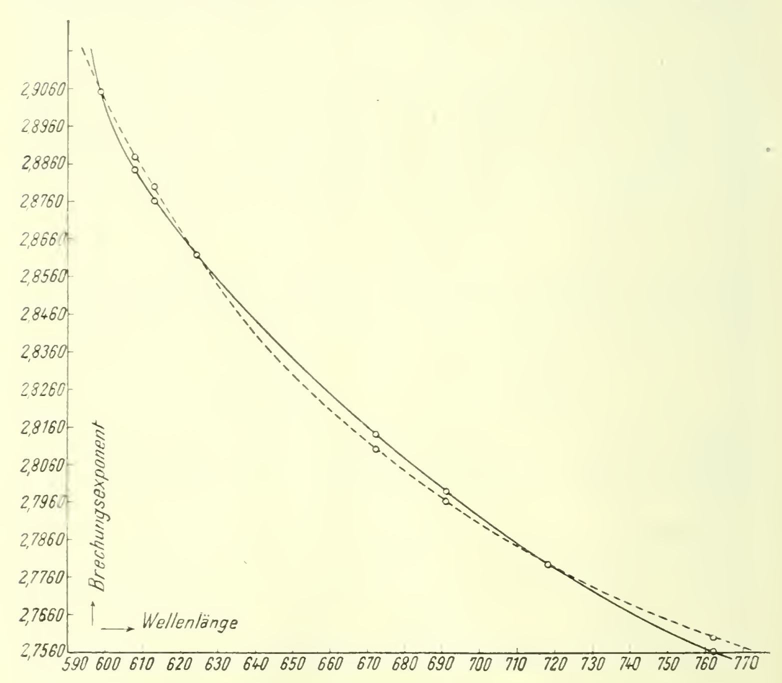


Fig. 2. Dispersion des ordentlichen Strahles des Zinnobers.
Beobachtete Kurve ——— Berechnete Kurve - - - - -

erreichen, weit überschreiten. Eine zweite Berechnung der Konstanten m, m' und λ' mit anderen Ausgangswerten hatte kein günstigeres Ergebnis, wie die Tab. 3 und die Fig. 2 lehren. Die Dispersionsformel lautete in diesem Falle:

$$n^2 = 6{,}382092 + \frac{0{,}753353\ \lambda^2}{\lambda^2 - 0{,}227046}$$

Die Ausgangswerte zur Berechnung der Konstanten in obiger Formel erkennt man in der Tab. 3 daran, daß ihre Abweichungen von der Beobachtung null sind.

Tabelle 3. **Zusammenstellung der beobachteten und nach Formel 1 berechneten Brechungsexponenten des ordentlichen Strahles.**

Wellenlänge in $\mu\mu$	Brechungsexponenten		Differenz
	beobachtet	berechnet	
598,5	2,90510	2,90510	—
607,5	2,88423	2,88789	+ 0,00366
612,7	2,87615	2,87896	+ 0,00281
623,9	2,86181	2,86181	—
672,0	2,81429	2,81020	— 0,00409
690,7	2,79904	2,79635	— 0,00269
718,8	2,77957	2,77957	—
762,0	2,75642	2,76028	+ 0,00386

Um demnach die Dispersion des Zinnobers mit einer Genauigkeit darzustellen, die den Beobachtungen entspricht, müßte man noch eine zweite Eigenschwingung im Ultravioletten annehmen und daher noch ein weiteres Glied der Ketteler-Helmholtz'schen Formel heranziehen, so daß diese zu einem Ausdruck mit 5 Konstanten anschwillt. Da sich gezeigt hat, daß schon die Dispersion zu ihrer genauen Darstellung durch die Ketteler-Helmholtz'sche Formel die Annahme zweier Eigenschwingungen λ' und λ'' im kurzwelligen Gebiet des Spektrums erfordert, kann man auch nicht erwarten, daß die Drude'sche Formel [1] mit nur einer Konstanten λ' den Messungsergebnissen der außerordentlich starken Rotationsdispersion des Zinnobers gerecht wird. Somit erklären sich auch die starken Abweichungen, die ich früher [2] zwischen der beobachteten und der nach der Drude'schen Formel berechneten Rotationsdispersion gefunden habe.

Göttingen, Mineralogisches Institut, Juni 1912.

[1] P. Drude, Lehrbuch der Optik. p. 403. Formel (38). 1906.
[2] H. Rose, a. a. O. p. 103.

Eine einfache Vorrichtung zum systematischen Durchsuchen von Dünnschliffen unter dem Polarisationsmikroskop.

Von **K. Pietzsch** in Leipzig.

Mit 1 Textfigur.

Für ein genaues Durchmustern von Gesteinsdünnschliffen unter dem Polarisationsmikroskop genügt es einerseits nicht, den Schliff einfach mit der Hand kreuz und quer auf dem Objekttisch hin- und herzuschieben, weil man dabei niemals Gewißheit erlangen kann, auch wirklich alle Stellen des Schliffes im Gesichtsfeld gehabt zu haben. Andererseits sind die Kreuzschlittenvorrichtungen, soweit sie für das Polarisationsmikroskop in Betracht kommen, infolge ihres erheblichen Preises für die Verwendung bei den gewöhnlichen Gebrauchsmikroskopen ungeeignet.

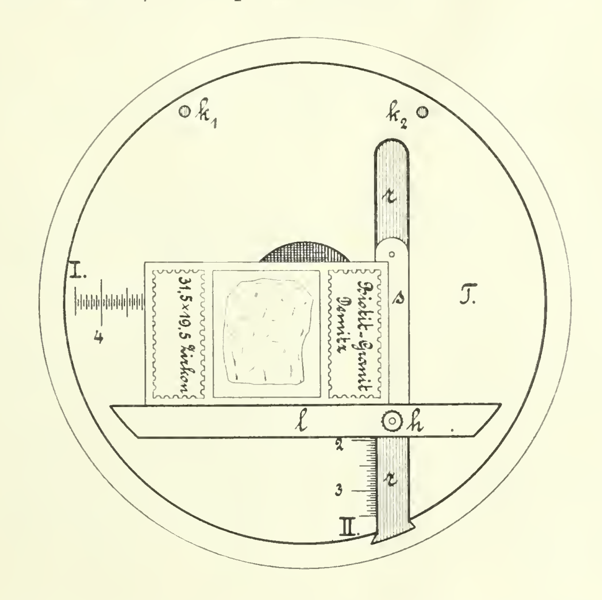
Ich habe mir daher von der Firma W. & H. Seibert in Wetzlar zu dem angegebenen Zwecke eine kleine Vorrichtung in Gestalt eines verschiebbaren Lineals an den Objekttisch meines Mikroskopes anbringen lassen, die sich bisher recht gut bewährt hat. Sie kann und soll durchaus nicht einen Kreuzschlittentisch mit seiner Präzision ersetzen, dürfte aber bei petrographischen Arbeiten, namentlich solange nicht sehr starke Vergrößerungen zur Anwendung gelangen, meist völlig genügen.

Die Vorrichtung ist in beistehender Skizze dargestellt. In den Objekttisch T, dessen randliche Gradteilung in der Skizze weggelassen wurde, ist eine flache Rinne r eingefräst, deren Querschnitt am Rande des Tisches zu erkennen ist. In dieser Rinne ist eine Schiene s von entsprechendem Querschnitt verschiebbar. Mit dieser Schiene, die über die Oberfläche des Tisches nicht emporragt, so daß also ein Dünnschliff ohne jede Hemmung über sie hinweggeschoben werden kann, ist ein Lineal l fest verbunden, welches seinerseits auf dem Objekttisch aufliegt. Bei Verschiebung der Schiene s in der Rinne r wird daher das Lineal l auf dem Objekttische parallel mit sich fortbewegt.

Den zu durchsuchenden Schliff legt man, wie die Skizze zeigt, mit seiner langen Seite an das Lineal an und schiebt ihn mit der Hand längs dessen vorderer Kante hin und her. Hat man auf diese Weise einen Streifen im Präparat durchmustert, so verschiebt man das Lineal und mit ihm das Präparat um den Durchmesser des Gesichtsfeldes und verfährt wie vorher.

Um durch Andrücken des Schliffes an das Lineal beim Hin- und Herschieben des Präparates nicht auch das Lineal selbst zu verrücken, ist unter der Schiene s eine klemmend wirkende Feder angebracht. Zum Anfassen beim Verschieben des Lineals bedient man sich am besten einer an der Stelle h angebrachten Handhabe (die etwa die Gestalt einer Schraube besitzt), weil so ein Verbiegen des Lineals l gegen die Schiene s vermieden wird.

Die Länge des Lineals ist so gewählt, daß man jede Stelle eines Dünnschliffes (z. B. im Format 28/48 wie in der Skizze) ins Gesichtsfeld bringen kann, ohne daß die Vorrichtung über den Rand des Tisches hinausragt. Dadurch ist erreicht, daß der Tisch jederzeit völlig umdrehbar bleibt. Um das Präparat in einer gewünschten Lage leicht durch Objektklemmen befestigen zu können, ist es ratsam, die Löcher für diese in der durch die Figur angegebenen Lage (k_1 und k_2) anzubringen.



Schließlich sind, um eine bestimmte Stelle des Schliffes markieren und wieder auffinden zu können, zwei Teilungen in halbe Millimeter auf den Objekttisch aufgetragen. Die eine (I), parallel dem Lineal l, rechnet direkt von der Mitte des Tisches aus; die andere (II), parallel der Rinne r, ist so gelegt, daß die äußere Kante des Lineals auf dem Nullpunkt der Teilung steht, wenn die innere Kante desselben, an welche der Schliff angelegt wird, durch die Tischmitte geht. Gleichzeitig ist die Länge von s und r so gewählt, daß bei dieser Nullstellung des Lineals die Leiste s am hinteren Ende der Rinne anstößt.

Gewöhnt man sich nun, die Dünnschliffe immer in derselben Orientierung (z. B. so, daß die Schrift der Etiketten stets nach links zeigt) an das Lineal anzulegen und liest man jedesmal zuerst die Teilung I, dann die Teilung II ab, so gibt die Ablesung genau die Koordinaten des im Mittelpunkt des Gesichtsfeldes befindlichen Objektes in bezug auf diejenige Ecke des Objektträgers, in welcher in der Skizze das Wort „Zirkon" steht. Ein kleiner Zirkonkristall z. B.,

der bei der abgebildeten Lage des Präparates im Schnittpunkt des Fadenkreuzes, also auch im Mittelpunkt des zentrierten Objekttisches liegt, ist durch die Ablesung 31,5 × 19,5 in seiner Lage genau fixiert; er liegt 31,5 mm von der (im Bilde) linken Kante des Schliffes und 19,5 mm von seiner (im Bilde) unteren Kante entfernt. Wenn man will, kann man die Lagenbestimmung noch genauer machen, indem man die Bruchteile der halben Millimeter, die man bequem schätzen kann, noch berücksichtigt. Da bei der vorgeschlagenen Art der Teilung jede Ablesung auf das Präparat selbst bezogen und also unabhängig vom Mikroskop ist, kann man eine solche Lagebestimmung auch zur Wiederauffindung des betreffenden Objektes unter jedem anderen Mikroskop benutzen, an dem eine auf den Mittelpunkt des Tisches bezogene Teilung angebracht ist.

Die skizzierte Vorrichtung, die von der Firma W. & H. Seibert in Wetzlar für wenige Mark hergestellt wurde, bietet also zum systematischen Durchsuchen von Dünnschliffen die Vorteile eines Kreuzschlittentisches, abgesehen natürlich von dessen Präzision. Sie kann an jedem beliebigen Mikroskop angebracht werden, da sie bei ihrer Benützung nirgends über den Rand des Tisches hinausragt und dieser daher bei jeder Lage des Präparates noch vollständig umdrehbar bleibt. Außerdem kann man sie leicht ganz vom Tische abziehen oder sie wenigstens bis an den Rand des Tisches zurückschieben und hat dann den Vorteil, zeitweilig den Schliff wieder ohne Anlehnung an das Lineal kreuz und quer verschieben zu können, wie es sonst üblich ist. Will man die Vorrichtung wieder benutzen, ist sie ebenso schnell wieder in den Tisch eingeschoben.

Sind die Quetschzonen des westlichen Rhätikons exotisch oder ostalpin?

Von **W. v. Seidlitz.**

(Schluß.)

Da ein Zusammenhang mit den Flyschmulden der ostalpinen (bei Mylius = rhätischen) Schubmasse bisher nicht erwiesen ist, so gilt es also, die Schichtenfolge der Quetschzonen daraufhin zu untersuchen, ob sie Anklänge an andere Gebiete zeigt. Sowohl im Habkerntal, wie an den Klippen bei Iberg und an der Grabser Klippe (Berglittenstein) findet sich nun eine Flyschausbildung, die in der Schweiz als exotisch bezeichnet wird und vom helvetischen Flysch (auch kartographisch) zu trennen ist. Neben den von Kaufmann als Wildflysch bezeichneten schwärzlichen Reibungsprodukten mit Quetschlingen, wie im Grassentobel, finden sich darin Ölquarzite, denen ein Leitwert für exotischen Flysch nicht

abzusprechen ist, grobe Breccien und graue und rote Globigerinenschiefer (couches rouges). Am wichtigsten sind aber die akzessorischen Bestandteile, die einmal (aber nicht überall) aus basischen Eruptivgesteinen (Diabas, Diabasporphyrit, Serpentin, Ophicalcit) und ferner aus vereinzelten exotischen Blöcken und Urgebirgsfetzen (Gapfahl) bestehen. Außer in den Schollenfenstern des Rhätikons finden wir diese exotische Flyschfazies der Schweiz auch stellenweise im Algäu am Nordrande des Triaswalles, besonders gut ausgebildet am Kühberg bei Oberstdorf, im Reichenbachtal unter der Gaisalp, im Retterschwangertal und bei Hindelang. Ist er auch dort mit anderen Aufschürfungsprodukten der ostalpinen Überschiebung durchstochen und vermischt, so kann man seine faziellen Eigentümlichkeiten doch immerhin gut erkennen, wenn man ihn mit seiner typischen Ausbildung in der Schweiz und in Graubünden vergleicht. Geht man hingegen vom Algäu aus, wo „leider die meisten Spezialaufnahmen der Eigengliederung des Flyschs zu wenig Aufmerksamkeit geschenkt haben“ [1], dann wird man ihn im Rhätikon bei kurzem Aufenthalt schwerlich unterscheiden lernen. Der exotische Flysch stellt ein Mittelding zwischen helvetischem und ostalpinem Flysch, eine Mischfazies dar, wie Mylius (p. 112) sie auch für die Algäuer Klippenzone und für das Falknisgebiet anerkennt, ohne sich über die Lagerungsverhältnisse, besonders in letzterer Gegend, näher auszusprechen [2].

Wenn ich es also zusammenfasse, so kommt Mylius wohl das Verdienst zu, die Scholleneinteilung des Rhätikons nach Mojsisovics als Erster neu untersucht zu haben, wobei sich herausstellte, daß die Zerstückelung der Triasplatte noch größer ist, als früher angenommen. Auch scheint die Richtung der Überschiebung sich vielfach als eine ost-westliche zu zeigen [3], so daß die Moj-

[1] F. F. Hahn, Referat über Algäuer Alpen. Geol. Rundschau. II. 1911. p. 211.

[2] Auflagerung der Falknisschichten auf Trias (und zwar nicht am Falknis selbst, sondern nördlich davon am Heupiel) beweist bei der Kartenspielstruktur des ganzen Prätigaurandes doch nichts. Man kann doch nicht ein beliebiges Lokalprofil herausgreifen und mit vereinzelt auftretenden Lagerungsverhältnissen eine ganze Theorie stürzen wollen. Eine Vereinigung der drei Schwestern- und Falknisscholle, möchte ich bei dieser Gelegenheit bemerken, stützt wohl die Mylius'sche Auffassung von bogenförmigen Quetschzonen und ostwestlich übereinander geschobenen Schollen, stratigraphisch ist sie aber keinesfalls gerechtfertigt, da die Falknisschichten gleichfalls der exotischen Klippenfazies angehören, oder zum mindesten mit den Quetschzonen zusammengehören. — Bei Gapfahl liegen nämlich in der Quetschzone auch vereinzelte Blöcke von Falknisbreccie.

[3] Trotzdem ist es sehr überflüssig, daß Mylius besonders darauf aufmerksam macht, daß die Neigung der Schubflächen nicht immer auf die Bewegungsrichtung der Schubmassen schließen läßt, was jedem klar sein sollte, der in den Alpen gearbeitet. Er selbst aber schließt offenbar

sisovics'sche Auffassung der Schollen, auf die ich mich auch mangels genügender Zeit bei meinen in wenigen Tagen gesammelten Beobachtungen stützen mußte, einer besser begründeten zu weichen hat. Meine Schollenfenster bekommen dadurch eine andere Lage und fallen mit Mylius' Quetschzonen zusammen, doch hat Mylius nicht überzeugend beweisen können, daß es sich um eingesunkene Reste der Triasauflage handelt, so daß meine Ansicht, daß Aufschürfungs- und Aufpressungsprodukte vorliegen, die an der Basis der Schubmassen oder Schollen — gleichviel, mit welchem Überschiebungsausmaß — nach oben transportiert wurden[1], erst noch widerlegt werden muß. Ich kann mir daher keine glänzendere Bestätigung meiner vor einem Jahr ausgesprochenen Ansicht (Schollenfenster, 1911. l. c.) wünschen als wie sie die Mylius'sche Arbeit und Karte bringen, durch die meine kurzen Beobachtungen eine noch viel allgemeinere Bedeutung für den Gebirgsbau des westlichen Rhätikons bekommen, als ich ursprünglich vermutete.

Da es mir bisher nur daran lag, nachzuweisen, daß stratigraphische Unterschiede zwischen dem Flysch der ostalpinen, helvetischen und der Quetschzonenfazies (Mylius) besteht, habe ich nur von exotischem Flysch gesprochen und stehe auch nicht an, die Flyschbildungen der Schollenfenster mit derjenigen Ausbildung gleichzustellen, wie ich sie z. B. im Habkerntal kennen gelernt habe. Dieser exotische Flysch ist jedoch der gleiche, der im Rhätikon einen nicht unwesentlichen Bestandteil der großen, zwischen helvetischen und ostalpinen Decken eingelagerten lepontinischen Deckenserie ausmacht, die aber gegen den Nordrand der überschobenen Massen zu schon stark zertrümmert ist und ihre faziellen Eigentümlichkeiten nicht mehr so unvermischt zeigt, wie

doch nur daraus auf einen Ost-Westschub (während seine Quetschzonen, die er doch auch mit den Schubmassen in Verbindung bringt, etwa ein Streichen WSW—ONO zeigen und eher auf eine Überschiebung aus SO schließen lassen) im westlichen Rätikon, den er für einen Beweis gegen die Deckentheorie ansieht. Ost-Westschub und Faltung ist nun an und für sich nichts Neues (vergl. z. B. mein Profil vom Panüler Schroffen oder meine Anmerkung in Schollenfenster 1911. p. 60) und wohl auch nur eine sekundäre Erscheinung (als Kompensation gegen eine Rheintalsenkung oder Flexur im hercynischen Alpenkern), da der regionale Verband der Schichten nach Süden zu weisen scheint.

[1] Wenn schon an der Hauensteinüberschiebung ein Aufschürfungs- und Aufbreitungsmaterial (cf. Buxtorf, 1912, Profil f. Exkursion d. Oberrh. Geol. Ver.) entstand, so darf man bei einer so gewaltigen Schubmasse, wie sie Mylius ja auch annimmt, ein Ähnliches erwarten, besonders da die Basis der Schubmasse mit Buntsandstein und Sericitphylliten (Grassentobel) mehrfach dicht an den Quetschzonen aufgeschlossen ist, wie ich schon früher nachgewiesen. Mylius teilt auf seiner Karte noch einen weiteren Punkt (Mattlerjoch) mit, wo Buntsandstein an der Quetschzone liegt.

in Gebieten mit weniger gestörter Deckenlagerung[1]. Der Ausdruck lepontinisch scheint Mylius besonders fatal zu sein, da er ihm eigens dazu geschaffen scheint, um die Deckentheorie zu stützen. Er übersieht dabei, daß gerade umgekehrt, die besondere fazielle Ausbildung gerade dieser Schichten, die Mylius bis jetzt noch nicht erfolgreich zu widerlegen vermochte, dazu geführt hat, die Deckentheorie zur Erklärung heranzuziehen.

Der gewaltige Schichtenkomplex, der wohl viele Anklänge und manche gemeinsame Schichten mit den beiden benachbarten Faziesgebieten zeigte, mit keinem jedoch vollständige Übereinstimmung, wurde als eine Mischfazies[2] angesehen, die früher mit dem vindelizischen Gebirge in Zusammenhang gebracht und demnach vindelizische Fazies benannt wurde. Der Begriff einer lepontinischen Fazies, und zwar ursprünglich nur von Trias und Jura mit Bezug auf die Ausbildung in den lepontinischen Alpen wurde zuerst von Steinmann (1897. p. 289) beiläufig erwähnt, und zwar gleichbedeutend mit dem Ausdruck „vindelizische Fazies“, der alle

---

[1] Die Schichten zwischen den Bündner Schiefern und der ostalpinen Trias sind im Rhätikon und Plessurgebirge kartenspielartig durchstochen, so daß von einem Deckenschema nicht gesprochen werden kann, man hat vielmehr eine gewaltige tektonische Breccie vor sich, in der nur einzelne Zonen, wie der Sulzfluhkalk auf längere Strecken zu verfolgen sind. Außerdem haben sich bei der schürfenden Bewegung der Schubmassen hier schon viele nur akzessorische Bestandteile beigemischt, so Schollen kristalliner Gesteine, die vom Untergrund mitgerissen wurden. Mylius (p. 90) braucht zum Verständnis der Gneis- und Granitfetzen und der exotischen Blöcke im Flysch keine „weiten Schübe“, sondern nur den mechanischen Vorgang, der sich bei seiner rhätischen Schubmasse abgespielt hat, zu überlegen. Am Fuß einer Schubmasse bildet sich eine Trümmerbreccie aus Material der Schubmasse und der Unterlage, das gar nicht so weit geschleppt zu sein braucht und trotzdem meist zerbröckelt, z. T. bis zu Mylonit zermahlen sein wird. Einzelne festere kristalline Schollen, die vom Untergrund aufgeschürft wurden und jetzt lose im Flysch drin stecken (Retterschwangertal, Kühberg, Gaisspitz, Gargellen), oder, durch Erosion freigelegt, darauf liegen (Bolgen), bezeichne ich als Überschiebungsapophysen.

[2] Wie sie Mylius, wenn auch in engerer Begrenzung, zur Erklärung der Juraklippen im Algäu heranzieht. Dort meint er, es lasse sich die Mischfazies nicht scharf abgrenzen, im Rhätikon ist dies jedoch möglich, da die Faziesgrenzen zugleich mit tektonischen Grenzen zusammenfallen (Überschiebung der ostalpinen Decke, Mylius rhätischer Scholle). Ein Streit um Worte ist es übrigens, wenn Mylius das Falknisgebiet für seine Mischfazies in Anspruch nimmt (p. 110) und sich mit Lorenz in Gegensatz zu setzen sucht, indem er erklärt, es sei nicht vindelizisch, obgleich Lorenz (p. 37) gerade diese Fazies als Mischfazies zwischen helvetisch und ostalpin ansieht. Falknis wie Algäuer Juraklippen sind sowohl vindelizisch wie lepontinisch, was untereinander und mit Mylius' Mischfazies gleichbedeutend ist.

Schichten der „Bündner Aufbruchszone“ mit Ausnahme der Bündner Schiefer selbst umfaßt. Doch bis zum Jahre 1905 blieb die Bezeichnung vindelizisch (Steinmann 1905. p. 26) für die exotischen Gebiete Graubündens und der Klippen in Geltung und wurde erst von E. Suess (Inntal b. Nauders, 1905. p. 705) endgültig durch den Ausdruck lepontinische Fazies = Bündner Schieferfazies + vindelizische Fazies ersetzt. In dieser Abgrenzung finden wir den Begriff zum erstenmal näher erläutert auf Steinmann's (1906. p. 32) Kartenskizze der Alpen und die gleiche Bedeutung hat er bis zum heutigen Tage behalten. Ob es nun angängig ist, das ganze verschiedenartige Schichtenpacket auf der Grenze zwischen ost- und westalpiner (helvetischer) Fazies, in dem ja sogar verschiedene Teildecken abgetrennt wurden, die aber im Rhätikon kaum oder nur andeutungsweise hervortreten, mit einem zusammenfassenden Namen zu bezeichnen, soll hier nicht erörtert werden, da aber Suess (Antlitz d. Erde. III. 2. p. 171) schon andeutet, daß der Name „lepontinisch“ bestimmt sei, mit dem Fortschreiten der Kenntnisse zu verschwinden, so will es mir an der Zeit erscheinen, die Fazies der Bündner Schiefer, die ihrerseits auch wieder Teildecken zu umfassen scheint, als eine selbständige Zone davon abzutrennen. Ich fasse den Begriff lepontinisch daher nur als gleichbedeutend mit dem schon früher gebräuchlichen „vindelizisch“ = Aufbruchszone“ (Steinmann) auf. Im Gebiet des Rhätikons, wo die einzelnen Deckenanteile derart durcheinander geworfen [1] und verknetet sind, daß es (mit Ausnahme der Sulzfluhkalke) kaum möglich ist, selbständige Teildecken herauszugliedern, bietet einzig und allein die ostalpine Decke mit ihren gewaltigen Schollen einheitlichen Deckencharakter dar und tritt als Schubmasse (vergl. Mylius' und Rothpletz' „rhätische Schubmassen“, die nur wenig voneinander verschieden sind) erkennbar hervor,

[1] Diese Durchstechung der Schichten zeigt die Unbrauchbarkeit eines starren Deckenschemas am Alpennordrand, wo die Schubmassen zum Teil aufgelöst und zertrümmert sind und Fetzen der Schubmasse mit solchen des Untergrundes vermischt liegen. So ist es zu erklären, daß oft Triasfetzen unter lepontinische zu liegen kommen (Mylius, p. 126 u. 131) wie am Zitterklapfen und Heupiel und daß Gesteine, die eigentlich dem basalen Gebirge angehören, oben aufliegen. Auf die gleiche Ursache muß man es zurückführen, daß die Gesteine der Algäuer Juraklippen im Flysch drinstecken und nicht darauf schwimmen (Mylius, p. 76). Ordnung ist nur in der ostalpinen Decke, alles darunter wird verworrener, je mehr man sich dem Nordrand nähert. Daher kann man dort keine Normalprofile zeichnen, mit denen sich die Deckentheorie entkräften ließe. Ich möchte hier auch die Vorwürfe gegen Lorenz zurückweisen, die Mylius (p. 132) wegen seiner verschiedenen Ausbildung der Trias erhebt; diese zweierlei Ausbildung der Trias (mit und ohne Gips) erkennt ja heute auch niemand mehr an, Lorenz hat sich um die Trias niemals gekümmert, wie er selbst sagt, und sein Verdienst liegt auf ganz anderem Gebiet.

während alles, was zwischen dem Bündner Schieferland und der Triasdecke liegt, nur als gewaltige Trümmerbreccie erscheint. So kann derjenige, dem der Name lepontinisch ein Ärgernis bildet und als der Ausdruck eines besonderen Programms erscheint, ruhig auf die früher gebräuchlichen Namen Aufbruchszone [1] und exotisch zurückgreifen.

Man darf aber dann füglich erwarten, daß die darauf bezügliche Literatur, die auch heute noch die Basis unserer tektonischen Auffassung Graubündens bildet, nicht einfach, vielleicht als schon historisch [2], beiseite gelassen wird. Da dort oftmals genug wiederholt wurde, um welche besonderen Gesteinscharaktere es sich im lepontinischen Schichtenpacket handelt, die es grundsätzlich sowohl vom helvetischen Untergrund wie von den aufgelagerten ostalpinen Triasgebieten unterscheiden [3], will ich hier nicht weiter darauf eingehen. Übergänge zwischen den einzelnen Faziesgebieten sind natürlich auch vorhanden, da die Schichten wohl einst einander nah benachbart abgelagert wurden, aber nicht so, wie Mylius es auffaßt, sondern von Nord nach Süd hintereinander [4]. Die heteropische Heterotopie (Suess) braucht aber nicht allein auf Leitfossilien zu basieren, wiewohl die Unterscheidung dadurch sehr erleichtert würde [5], wir müssen hier vielmehr zu Gesteinseigentümlichkeiten petrographischer Natur greifen, die deutlich genug von verschiedenartiger Entstehung und Her-

---

[1] Mit exotischem Flysch als Bindemittel, vielgestaltigen Breccien und Schiefermassen, Jurakalken und Hornsteinen, spärlicher Trias und litoraler Ausbildung der Unterkreide, während die obere Kreide sich petrographisch nur wenig von den übrigen Faziesgebieten unterscheidet. Als Einlagerungen finden sich basische Eruptiva und losgelöste kristalline Schollen (Überschiebungsapophysen, exotische Blöcke), die weder im helvetischen noch im ostalpinen Gebiet bekannt sind, und niemals in normalem Kontakt mit der Unterlage vorkommen.

[2] Obgleich Mylius über die lepontinische Fazies urteilt, vermisse ich in seinem Literaturverzeichnis erstaunlicherweise Steinmann's Geol. Beobachtungen in den Alpen. I II. Das Alter der Bündner Schiefer, 1895/97, welche Mylius nicht nur durchblättern, sondern gründlich durchstudieren sollte, bevor er seine Untersuchungen fortsetzt.

[3] Bei den losgelösten Schollen des Nordrandes liegt die Vermutung nahe, sie mit Schichten ostalpiner Fazies zu vergleichen (Tornquist), da die Anklänge der Mischzone an helvetische Fazies außerordentlich gering sind, während gerade im Rhätikon und Plessurgebirge sich in ihr viele Schichten finden, die mit ostalpiner Fazies große Ähnlichkeit zeigen (Radiolarit, Gneis und Granitfetzen, Rauhwacken, Dolomite und verschiedene Breccien).

[4] Vergl. Steinmann, Geol. Probleme des Alpengebirges. Prof. 17. p. 31.

[5] Ebenso wie der zweifelhafte Wert der immer wieder angeführten Flyschfucoiden die stratigraphische Gliederung des Flysches erschwert, weil ihretwegen andere viel wichtigere Eigentümlichkeiten außer acht gelassen werden.

kunft der Schichten reden und wenn auch makroskopisch sichtbar, doch eine größere Übung des Blickes [1] und stetigen Vergleich mit den benachbarten Gebieten voraussetzen, als wenn die Unterscheidung der Schichten auf Grund von Leitfossilien möglich wäre.

Diese verschiedenartige Ausbildung gleichalteriger Bildungen hat nun dazu geführt, zur Erklärung der Lagerungsverhältnisse zuerst lokale Überschiebungen und Übereinanderlagerungen bis zu 5 und 12 km [2] zur Erklärung heranzuziehen, die jetzt von Mylius als neues Ergebnis seiner Forschungen dargestellt werden, nachdem man sich seit 10 Jahren von ihnen abzuwenden begonnen, um sie durch Vereinigung aller dieser lokalen Überschiebungen gleicher Art unter die gemeinsame Erklärung eines einheitlichen Süd-Nordschubes zusammenzufassen. Im Triasgebirge des Rhätikons, das Mylius durchwandert, zeigen sich keine Decken, oder sie sind höchstens durch exotische Reste an den Schollenfugen dürftig angedeutet. Deshalb ist es freilich ein undankbares Beginnen (p. 117), dort Deckenbau zu suchen, der sich morphologisch ausprägt, da er nur an den Rändern der großen Schubmassen zu beobachten ist und augenfällig eigentlich erst dort in Erscheinung tritt, wo Mylius seine Darstellung abbricht. Wir dürfen darüber also Näheres erst im nächsten Bande erwarten und es erscheint mir schon jetzt nicht im mindesten zweifelhaft, daß er weiter gegen Süden auch nur lokale Überschiebungen [3] etc. vorfinden wird, wie sie einem jeden, der in Grau-

[1] So sehr der Auerkalk, der Jura des Feuerstätter Kopfes und der Aptychenkalk der ostalpinen Decke, denen allen *Calpionella alpina* Lorenz eigen zu sein scheint, sich voneinander unterscheiden, ebenso zeigen auch die verschiedenen globigerinenführenden Mergel und Kalke der oberen Kreide verschiedenartigen petrographischen Habitus; als echte Seewenkalke und Mergel in der helvetischen Region, als graue und schwärzliche Kalke und sandige Schiefer im Hangenden der Aptychenkalke im ostalpinen Gebiet und als vorzugsweise rotgefärbte Mergel — wie es Mylius ja auch zugibt im Gebiet der lepontinisch-vindelizischen Aufbruchs- und Mischzone. Diese Färbung der sogen. couches rouges ist eine Eigentümlichkeit, die im Gebiet des exotischen Flyschs fast überall zu beobachten ist, im helvetischen Gebiet der Seewenschichten kommt sie dagegen nur ganz untergeordnet und spärlich vor, wie mir von Schweizer Kollegen freundlichst bestätigt wurde. Man kann daher die roten Seewenkalke, wofern sie nicht in normaler konkordanter Lagerung mit älterer Kreide vorkommen, überall — auch nach dem Charakter des Flyschs — für die exotische Fazies in Anspruch nehmen, so am Feuerstätter Kopf, Zitterklapfen, Oberstdorf, Hindelang, Retterschwangertal.

[2] Diese 5—12 km sind die Breite des natürlichen Aufschlusses an dem durch Rückverwitterung erzeugten Rande (Suess, Inntal bei Nauders, p. 703).

[3] Die Sulzfluh zeigt danach Überschiebung nach Süden (oder Aufwölbung aus dem Untergrund — Richthofen), die Madrisa und die Arosaer Berge nach Westen. Einigermaßen gespannt bin ich jedoch, zu welcher

bünden gearbeitet hat, wohl bekannt sind und von denen alle weiteren tektonischen Fragen ausgegangen sind. Bei dieser Gelegenheit möchte ich auch nachdrücklich darauf hinweisen, daß bei allen Arbeiten, die die Grundlage zur Tektonik Nord-Graubündens gelegt haben [1], niemals die Tektonik im Vordergrund stand, sondern daß sie ausgingen von den großen stratigraphischen Differenzen einzelner Zonen und daß die tektonischen Erklärungen erst gefolgt sind, als es galt, die Erscheinungen in Verbindung zu setzen. Niemals wurde aber zwischen Falknis und Tiefenkastell mit dem festgefügten Deckenschema an ein Gebiet herangetreten und die Tatsachen zugestutzt, bis sie hineinpaßten, wie Mylius glaubt. Von seiner Arbeitsweise dagegen kann man eher behaupten, daß sie nicht unbefangen war, da er mit der festen Absicht an Gebiete herantrat, die ihm bis dahin völlig fremd waren, um an ihnen die Wertlosigkeit der „Deckentheorie“ zu erweisen, und versuchte, die Tatsachen, die ihm paßten, herauszugreifen, diejenigen, die ihm aber bedeutungslos erschienen (die ganze Flyschfrage), als Nebensache zu behandeln. Ich halte nichts von einem einseitigen und unabänderlichen tektonischen Glaubensbekenntnis, und besonders im Rhätikon scheint es mir unangebracht, ein starres System von (Teil-)Decken herauszugliedern [2], doch wird sich ein jeder, der in den Gebieten zwischen Cavelljoch und Lenzerheide arbeitet, mit der gegenseitigen Stellung der drei großen Schichtpackete (Ostalpin, Lepontinisch und Bündner Schiefer) auseinanderzusetzen haben, mag er sich zur Deckentheorie stellen, wie er will. Für derartige Fragen war freilich das von Mylius bisher untersuchte Gebiet das denkbar ungünstigste [3]. Wäre er dagegen von der Trias des Algäu ausgegangen und hätte sich einstweilen

Erklärung die gewaltige Schollen- und Quetschzonenmasse von Arosa Mylius veranlassen werden, da er mit Flyschquetschzonen allein nicht auskommen wird. Will man sich vom Deckenbau übrigens eine Vorstellung machen, so darf man Gebirgsketten nicht nur im Streichen verfolgen, wie es Mylius getan, sondern auch auf größere Entfernung in der Fall- und Faltungsrichtung.

[1] Bei den Arbeiten von Steinmann, Lorenz, Hoek und auch bei meiner Dissertation (1905) war von Deckenbau noch nicht die Rede. Ich habe mich erst im Sommer 1905 von der Brauchbarkeit dieser Anschauung überzeugt und mein abgeschlossen vorliegendes Material unter diesem Gesichtspunkt geordnet (vergl. Unters. im östlichen Rhätikon. 1906. p. 342).

[2] 1911 (Schollenfenster, p. 47) habe ich dies schon ausgesprochen und im Exkursionsführer der Geolog. Rundschau III. 1912 gezeigt, wie ich den Schichtenverband im Rätikon jetzt auffasse.

[3] Wenn auch aus allen neueren Spezialarbeiten immer deutlicher hervorgeht, daß die lepontinische Fazies am Ostalpenrand vorhanden ist, so tritt sie doch nur in schmalen Schollen und Fetzen zutage, die man nur erkennt, wenn man sie mit der weit ausgebreiteten Schichtenfolge im mittleren Graubünden vergleicht.

auf einen Vergleich des Rätikons mit Algäuer und Lechtaler Alpen auf Grund seiner Kenntnisse des vorderen und „hinteren“ Bregenzer Waldes beschränkt und die Frage der lepontinischen Fazies aufgespart, bis er sie erst einmal richtig kennen gelernt, so würde es sich um einen wertvollen Beitrag zur Alpengeologie gehandelt haben. So aber kann sein Versuch, eine bessere Lösung für die tektonischen Erscheinungen der Alpen vorzuschlagen, noch nicht als gelungen gelten, und trotz seiner Bemühungen, die Grundfesten des Gebäudes zu erschüttern, bleibt die Deckentheorie doch diejenige Lösung, die das komplexe Problem der Alpentektonik von einem einheitlichen Grundprinzip aus zu erklären vermag, wenn sie auch noch keineswegs als abgeschlossen oder auch nur abgerundet gelten kann und sehr wohl mancher weiteren Erklärung bedarf, besonders was den Mechanismus der Bewegung anlangt. Mit ironischem Lächeln allein läßt sich freilich eine solche berechtigte Arbeitshypothese nicht bekämpfen, auch wenn man sich im Vorwort schroff als ihren Gegner bezeichnet.

Straßburg i. E., 1. Juli 1912.

Vertikale Verbreitung der Dictyodora im Paläozoicum.

Von **Rudolf Hundt** in Gera.

Zu dem Vorkommen der Silur-*Dictyodora* im Untersilur von Lössau bei Schleiz[1] und Wünschendorf bei Gera[2] kommen noch andere interessante Funde, teils aus derselben Schicht, teils aus höheren Horizonten, die erst neuerdings veröffentlicht worden sind. Sie zeigen alle, wie diese rätselhafte Versteinerung nicht nur auf das Untersilur und den Culm beschränkt bleibt, sondern daß sie auch, zum Beispiel in Portugal, in den in Ostthüringen gleichzusetzenden Unterdevonschichten sich findet. Neuere Funde haben sie auch im sicheren Oberdevon Schlesiens nachgewiesen. Sie sind bis jetzt von ihrem Entdecker Prof. Dr. E. Zimmermann noch nicht veröffentlicht worden. Dann hat sie sich in dem Plattenschiefer eines Wasserrisses im Schiefereinsgraben im Kellerwald als *Palaeochorda* gefunden[3]. Diese Schichten scheinen mir nach Graptolithenfunden der liegenden Schichten tiefmittelsilurisch zu

[1] E. Zimmermann, *Dictyodora Liebeana* (Weiss) und ihre Beziehungen zu *Vexillum* (Rouault), *Palaeochorda marina* (Geinitz) und *Crossopodia Henrici* (Geinitz). 32—35. Jahresbericht der Gesellschaft von Freunden der Naturwissenschaften in Gera.

[2] R. Hundt, Organische Reste aus dem Untersilur des Hüttchenberges bei Wünschendorf an der Elster. Dies. Centralbl. 1912. p. 91—95.

[3] A. Denckmann, Der geol. Bau des Kellerwaldes. Abhandl. d. K. Preuß. geol. Landesanst. Heft 34.

sein. In den portugiesischen Schichten findet sie sich im Untersilur mit *Didymograptus sparsus* HOPKINSON in den „schistes de Barrancos" zusammen auch als *Palaeochorda*[1]. Von demselben Forscher sind nun in den „schistes à Nereïtes de San Domingos", die den Nereïtenschichten Ostthüringens entsprechen, ebenfalls Reste der *Dictyodora* gefunden worden, die dem unteren, wulstigen Teile unseres Ostthüringer Vertreters entsprechen. DELGADO führt für sie den Namen: *Crossopodia Nicholsoni, C. Etheridgei* und *Crossopodia* aff. *Henrici* GEIN. an. So sind die Vertreter der *Dictyodora* im Untersilur (Portugal, Ostthüringen), im Mittelsilur? (Kellerwald), im Unterdevon (Portugal), im Oberdevon (Schlesien) und im Culm (Ostthüringen) nachgewiesen worden. Nur ein Vertreter im Unterdevon fehlt noch, weil die „schistes de San Domingos", gleichalterig mit denen Ostthüringens, wie diese, mitteldevonisch sind.

Besprechungen.

Reinhold Reinisch: Petrographisches Praktikum. II. Teil: Gesteine. Zweite umgearbeitete Auflage. Berlin bei Gebrüder Borntræger. 1912. 217 p. Mit 49 Textfiguren.

Nachdem bereits 1907 der erste, die gesteinsbildenden Mineralien behandelnde Teil dieses mit Recht für die Einführung in die Methoden der Gesteinsuntersuchung viel benützten Buches in zweiter Auflage erschienen ist (vergl. dies. Centralbl. 1909. p. 380), ist nun auch dasselbe der Fall mit dem die eigentliche Petrographie enthaltenden zweiten Teil, dessen erste Auflage aus dem Jahre 1903 stammt (vergl. N. Jahrb. f. Min. etc. 1905. I. -58-). Dem seitdem eingetretenen Fortschritt der Wissenschaft ist durch eine weitgehende Umarbeitung Rechnung getragen, von der namentlich die Abschnitte über die Eruptivgesteine und die kristallinischen Schiefer betroffen worden sind. Bei jenen ist die Trennung in Alkalikalk- und Alkaligesteine auch äußerlich durchgeführt, die Anzahl der Analysen vermehrt und überall die OSANNsche Formel angegeben worden. Auf eine Methode graphischer Darstellung der Analysen, die für die Veranschaulichung von Verwandtschaftsbeziehungen, besonders bei Spaltungs- und Mischungsreihen, Resultate verspricht, wurde hier nur hingewiesen, da ihre ausführliche Darstellung an anderem Orte erfolgen soll. Neben den beiden Hauptgruppen der Eruptiv- und der Sedimentärgesteine erscheint eine dritte Hauptgruppe, die in zwei getrennte Abtei-

[1] NERY DELGADO, Terrains palaeozoiques du Portugal. Etude sur les fossils à Nereïtes de San Domingos et des schistes à Nereïtes et à Graptolites de Barrancos. Lisbonne 1910.

lungen, die Kontaktgesteine und die kristallinischen Schiefer, zerfällt. Verf. ist der Ansicht, daß die ersteren so eine ihrem Wesen entsprechendere Stellung erhalten, wie als Anhang zum Granit in der sonst üblichen Weise. Sehr nützlich ist die Vermehrung der wie in der ersten Auflage vortrefflichen Textfiguren von 22 auf 49. Die Brauchbarkeit des Buches hat dadurch entschieden gewonnen, das wohl auch in der Zukunft von Anfängern in der Petrographie gerne und mit Nutzen zur Hand genommen werden wird. **Max Bauer.**

Richard Zsigmondy: Kolloidchemie, ein Lehrbuch. Leipzig bei Otto Spamer. 1912. 294 p. Mit 37 Textfiguren.

Die Kolloidchemie gewinnt auch für die Mineralogie und Geologie immer größere Bedeutung, es sei daher auch hier auf das vorliegende Lehrbuch dieses Wissenszweiges hingewiesen, das zur Einführung in dasselbe geeignet ist. Der Verf. hat sich ja schon seit langer Zeit erfolgreich mit der Kolloidchemie beschäftigt (vergl. u. a. dies. Centralbl. 1907. p. 471). In dem vorliegenden Buch wird das Hauptgewicht auf die Beschreibung der kolloiden Systeme gelegt, dabei aber weniger Vollständigkeit angestrebt, als vielmehr näheres Eingehen auf einzelne Fragen von allgemeinerer Bedeutung. Mineralogische Beziehungen der Kolloidchemie findet man nicht viele, doch sind u. a. Liesegang's Ansichten über die Entstehung des Achats und deren Grundlage erwähnt. Bequem für solche, die nur einen flüchtigen Einblick in die Eigentümlichkeiten der Kolloide gewinnen wollen, sind die zusammenfassenden Übersichten, die einzelnen Gruppen von Kolloiden vorangestellt werden. In dem allgemeinen Teil findet man eine kurze Einleitung, der die Besprechung der Systematik, der Eigenschaft der Kolloide und der Theorien folgt. Sodann werden im speziellen Teil eingehend erst die anorganischen, dann die organischen Kolloide besprochen. Ein Anhang gibt die spezielle Beschreibung der chemischen Natur einiger Farbstoffe. Ein Sachregister und ein besonders ausführliches Autorenregister erleichtern die Benützung. **Max Bauer.**

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. September 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1912. No. 18.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber die Bildung des Apatits. I.

Von **R. Nacken** in Leipzig.

Mit 6 Textfiguren.

Die Synthese der Apatitmineralien ist häufig mit Erfolg ausgeführt worden. Insbesondere wurde Chlorapatit, $CaCl_2 \cdot 3 Ca_3 P_2 O_8$, durch wechselseitige Umsetzung beim Zusammenschmelzen geeigneter Salzpaare, wie Natriumphosphat und Chlorcalcium, Calciumphosphat und Natriumchlorid in Kristallen erhalten[1]. H. St. Claire Deville und H. Caron[2], G. Lechartier[3], A. Ditte[4] stellten aus Schmelzfluß der Komponenten Apatite dar, und konnten auf diesem Wege nicht nur calciumhaltige Körper, sondern auch Blei-, Strontium- und Barium-Verbindungen gewinnen und nachweisen, daß durch Einführung von Brom oder Jod die Kristallform dieser Verbindungen nicht wesentlich geändert wird.

Aus überhitzten $CaCl_2$-Lösungen, die auf phosphorsaure Salze einwirkten, erhielten H. Debray[5] und E. Weinschenk[6] Apatitmineralien, und schon A. Daubrée[7] hatte gezeigt, daß heiße Chlorphosphor-Dämpfe mit kohlensaurem Kalk unter Bildung dieses Minerals reagieren.

Trotz dieser mannigfachen erfolgreichen Versuche ist die Kenntnis der Bildungsbedingungen, insbesondere von Chlor- und Fluorapatit, sowie deren Fähigkeit Mischkristalle zu bilden, noch unvollständig.

Über Schmelztemperaturen von Apatitmineralien berichten R. Cusack[8] und C. Doelter[9].

Cusack fand 1221 bis 1227°, Doelter bestimmte am Apatit von Renfrew bei 1270° beginnendes Schmelzen und bei 1300° vollständige Verflüssigung.

---

[1] N. Manross, Ann. Chem. Pharm. **82**. 348. 1852. — J. G. Forchhammer, Ann. Chem. Pharm. **90**. 77. 1854.

[2] H. St. Claire Deville und H. Caron, Compt. rend. **47**. 983. 1858.

[3] G. Lechartier, Compt. rend. **65**. 172. 1867.

[4] A. Ditte, Compt. rend. **94**. 1592. 1882; **96**. 575, 846, 1226. 1883.

[5] H. Debray, Compt. rend. **52**. 43. 1861.

[6] E. Weinschenk, Zeitschr. f. Krist. **17**. 489. 1890.

[7] A. Daubrée, Compt. rend. **39**. 135. 1854.

[8] R. Cusack, Proc. Roy. Irish. Acad. 1897. (3.) **4**. 399.

[9] C. Doelter, Min.-petr. Mitt. **22**. 316. 1903.

Auch über die optischen Konstanten der ungemischten Endglieder sind Daten nicht vorhanden, wenn auch eine große Anzahl sorgfältiger Messungen von Licht- und Doppelbrechung an natürlichem Material ausgeführt worden sind.

Von besonderem Interesse ist das Vorkommen dieser Mineralien als Erstausscheidung in Silikatgesteinen. Nur vereinzelt liegen synthetische Versuche in dieser Richtung hin vor[1]. Bevor indessen die Bildungsbedingungen im Silikatmagma festgestellt werden, ist es notwendig, Klarheit über das Verhalten der Komponenten $CaCl_2$, CaF_2 und $Ca_3P_2O_8$ bei der Kristallisation aus Schmelzfluß zu gewinnen. Im folgenden berichte ich zunächst über das Temperatur-Konzentrationsmodell dieses Dreistoffsystems.

1. Fluorapatit, $CaF_2 . 3Ca_3P_2O_8$.

Aus Schmelzen von Flußspat mit überschüssigem Calciumphosphat bilden sich bei der Kristallisation dünne, hexagonale Nädelchen. Sie zeigen eine allerdings unvollkommene, einseitige Begrenzung durch Pyramidenflächen, wenn sie in einem Hohlraum der Schmelze endigen.

Die Lichtbrechung dieser Nädelchen wurde nach der Immersionsmethode für Na-Licht bestimmt:

$$\omega_{Na} = 1{,}6325 \pm 0{,}001$$

Die Doppelbrechung ist schwach und besitzt negativen Charakter:

$$\omega_{Na} - \varepsilon_{Na} = \text{ca. } 0{,}003.$$

An Stelle der üblichen Methode, durch Mischen zweier Flüssigkeiten mit geeigneten Brechungsindizes die Immersionsflüssigkeit herzustellen, wurde die durch Erwärmen von Tetrabromacetylen hervorgerufene Änderung des Brechungsindex benutzt. In einem Glasgefäß befindet sich zwischen Deckgläschen das zu untersuchende Pulver in Tetrabromacetylen eingebettet. Diese Vorrichtung befindet sich in einem kleinen Wasserbade. Nach R. Weegmann (Zeitschr. f. phys. Chem. **2**. p. 216 f. 1888), ist für Tetrabromacetylen bei 0^0 $n_D = 1{,}64788$, und es beträgt die Abnahme des Brechungsindex zwischen 10^0 und 35^0 für 1^0 C 0,000497. Der Punkt, an dem die Becke'sche Lichtlinie verschwindet, läßt sich mit dieser Vorrichtung sehr deutlich festlegen, da das Präparat ständig u. d. M. beobachtet werden kann. So lag beim Abkühlen bei 33^0 die Lichtlinie noch im stärker brechenden Kristall, bei 31^0 war sie verschwunden und bei 29^0 konnte erkannt werden, wie jetzt beim Heben des Tubus die Linie in die Immersions-

[1] J. H. L. Vogt, Bih. till k. svenska Vet.-Akad. Handlingar. 1884.

flüssigkeit wanderte. Unter Zugrundelegung der Daten von WEEGMANN entsprechen diesen Temperaturen die Brechungsindizes für:

33°	1,63148
31	1,63248
29	1,63347

Als Mittelwert für den Brechungsindex des Apatits kann demnach $\omega_{Na} = 1,6325$ angesehen werden. Die Methode erlaubt auch die Trennung des ordentlichen vom außerordentlichen Strahl. Zwischen 35° und 34° C konnte für ε_{Na} ca. 1,630 bestimmt werden. Der Brechungsindex des benutzten Tetrabromacetylens wurde mit Hilfe des Totalreflektometers nach PULFRICH kontrolliert (n_D 18° = 1,6390).

Die so bestimmten Indizes sind praktisch identisch mit den bei Zimmertemperaturen geltenden, da sich die Brechungsindizes von Kristallen durch Erwärmen um 50° erst in der 4. Dezimale ändern. Da nun diese Daten den Werten nahe kommen, die für den fast chlorfreien Apatit[1] von Minot, Maine, U.S.A., angegeben werden:

$$\omega_{Na} = 1,6335, \ \varepsilon_{Na} = 1,6316,$$

so ergibt sich, daß hier reiner Fluorapatit, $CaF_2 . 3 Ca_3 P_2 O_8$, vorliegt.

Infolge des schnellen Wachsens besitzen die Kristalle häufig im Innern einen hohlen Kanal, wie er auch an natürlichem Apatit beobachtet wird. Dieser ist bisweilen mit Flußspat angefüllt und hindert so eine genaue Bestimmung des spezifischen Gewichts. Da auch äußerlich anhaftendes CaF_2 nicht vollständig von den feinen Nädelchen entfernt werden konnte, so ließ sich die Dichte nur annähernd zu 3,18 bei 25° bestimmen.

Das Schmelzen der Mischungen aus CaF_2 und $Ca_3 P_2 O_8$ geschah in Platintiegeln, die sich in einem Platindrahtofen mit Innenwicklung befanden. Dadurch, daß sich die Wickelung des 1 mm starken Drahtes den Formen des Tiegels unmittelbar anpaßte, konnten Temperaturen bis 1500° erzielt werden. Bei der Abkühlung wurden die Mischungen in der früher von mir[2] beschriebenen Weise durchgerührt.

Flußspat schmilzt bei 1392° und erstarrt kristallinisch, bisweilen mit Unterkühlung, unter starker Wärmetönung. Der Regulus besitzt ein trübes Aussehen, welches wahrscheinlich von einer teilweisen Zersetzung herrührt. B. KARANDÉEFF[3] fand als Kristallisationstemperatur 1378°. $Ca_3 P_2 O_8$ konnte für sich nicht zum

[1] J. E. WOLFF und CH. PALACHE, Zeitschr. f. Krist. **36**. 444. 1902
[2] R. NACKEN, Dies. Centralbl. 1910. p. 454.
[3] B. KARANDÉEFF, Zeitschr. f. anorg. Chem. **68**. p. 190. 1910.

Schmelzen gebracht werden. Es ist indessen sehr beständig, da es beim Glühen bis 1400° praktisch gewichtskonstant blieb. Die Mischungen aus beiden Verbindungen geben die in Tabelle 1 zusammengestellten Kristallisationstemperaturen, die in Fig. 1

Tabelle 1.

Gewichts-% CaF_2	Beginn der Kristallisation	Eutektische Kristallisation
100	1392° (A)	—
90	1356	1200° (80 sec.)
81	1316	1203 (150 „)
72,8	1270	1205 (250 „)
56,6	1255	1205 (250 „)
40	1395	1198 (170 „)
24	1524	1180 (100 „)
$CaF_2 . 3 Ca_3 P_2 O_8$	1650° (F extrapoliert)	

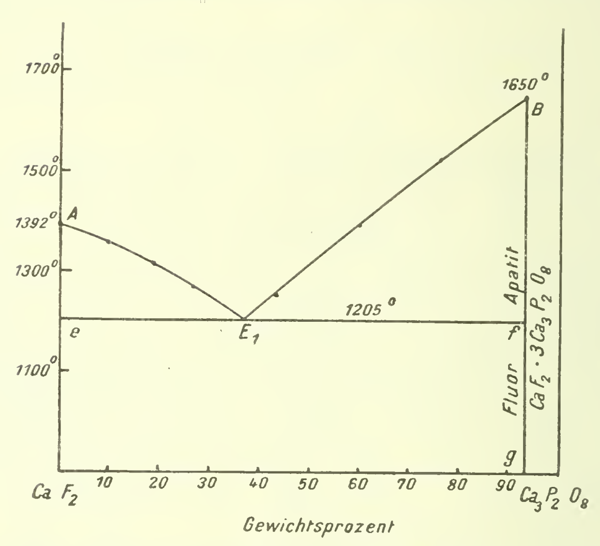


Fig. 1. Kristallisation von Flußspat und Fluorapatit aus gemischten Schmelzen von CaF_2 und $Ca_3P_2O_8$.

graphisch aufgetragen sind. Als Abszisse wurden Gewichtsprozente gewählt. Infolgedessen rückt der Punkt g, welcher der Verbindung 1 : 3 entspricht, sehr weit nach rechts, da die Molekulargewichte von CaF_2 und $Ca_3P_2O_8$ (78,1 und 310,55) weit auseinanderliegen.

Die Abkühlungskurven der Mischungen zeigen je einen Knick und

Haltepunkt, entsprechend den Kurven A E_1 und E_1 B für den Beginn der Erstarrung und entsprechend der eutektischen Horizontalen e E_1 f bei 1205°. Die eutektische Mischung E_1 enthält 64% CaF_2 und 36% $Ca_3P_2O_8$. Aus der Zeitdauer der Kristallisation bei 1205° im Vergleich mit der Konzentration ergibt sich, daß Mischbarkeit im kristallisierten Zustande fehlt. Auch die optische Untersuchung der Schliffe bestätigt dies. In Schliffen mit überwiegendem CaF_2-Gehalt liegt skelettförmig ausgebildeter Flußspat in einer dichten eutektischen Grundmasse eingebettet. Schliffbilder von Schmelzen mit mehr als 36% $Ca_3P_2O_8$ zeigen spießige Apatitnadeln mit charakteristischer Absonderung nach (0001) und auch sechsseitige Durchschnitte neben dichter, strahlig gefügter Grundmasse.

Reiner Fluorapatit konnte mit den vorhandenen Mitteln nicht geschmolzen werden. In einem elektrisch geheizten Öfchen zu optischen Untersuchungen wurden freistehende Nädelchen bis 1600° erhitzt, ohne daß Schmelzung eintrat. Bis 1350° konnte Doppelbrechung beobachtet werden, wenn die Lichtquelle nur hinreichend stark gewählt wurde. Aus den erhaltenen Werten der Kurve E_1 B dagegen läßt sich der Schmelzpunkt vielleicht extrapolieren zu 1650°, unter der Annahme, daß ein inkongruentes Schmelzen hier nicht vorliegt.

2. Chlorapatit, $CaCl_2 \cdot 3Ca_3P_2O_8$.

Schon H. St. Claire Deville und H. Caron [1] zeigten, daß Chlorapatit nur dann entsteht, wenn überschüssiges Calciumphosphat mit Calciumchlorid zusammengeschmolzen wird. Bei geringem Phosphatgehalt tritt eine an Calciumchlorid reichere Verbindung, $CaCl_2 \cdot Ca_3P_2O_8$, auf, die eine analoge Zusammensetzung besitzt, wie Wagnerit $MgF_2 \cdot Mg_3P_2O_8$, und hiernach als ein Chlorwagnerit bezeichnet wurde. A. Ditte [2] bestimmte die Mengen, welche hierbei in Frage kommen, und fand, daß Schmelzen, in denen auf 100 Teile $CaCl_2$

weniger als 7 Teile $Ca_3P_2O_8$ kommen, $CaCl_2 \cdot Ca_3P_2O_8$ (Chlorwagnerit),
mehr „ 7 „ „ „ Apatit und Chlorwagnerit,
„ „ 20 „ „ „ Apatit allein auftritt.

Schon von ihm wurde ausgesprochen, daß dieses Verhalten Analoga besäße in den Spaltungserscheinungen beim Schmelzen von Hydraten.

Durch das Diagramm Fig. 2 wird diese Ansicht bestätigt. Die Verbindung $CaCl_2 \cdot Ca_3P_2O_8$ besitzt bei ca. 1040° (F) einen inkongruenten Schmelzpunkt und spaltet sich beim Erhitzen in Chlorapatit und in eine Schmelze U mit 12% $CaCl_2$. Auch hier sind Gewichtsprozente als Einheiten genommen, da sich bei Anwen-

[1] a. a. O.
[2] a. a. O.

dung von Molekularprozenten die Punkte auf der Seite des $CaCl_2$ unübersichtlich zusammendrängen würden.

Die Bestimmung des Kristallisationsbeginns in den Mischungen (Tabelle 2) stieß auf Schwierigkeiten, da er durch Abkühlungs-

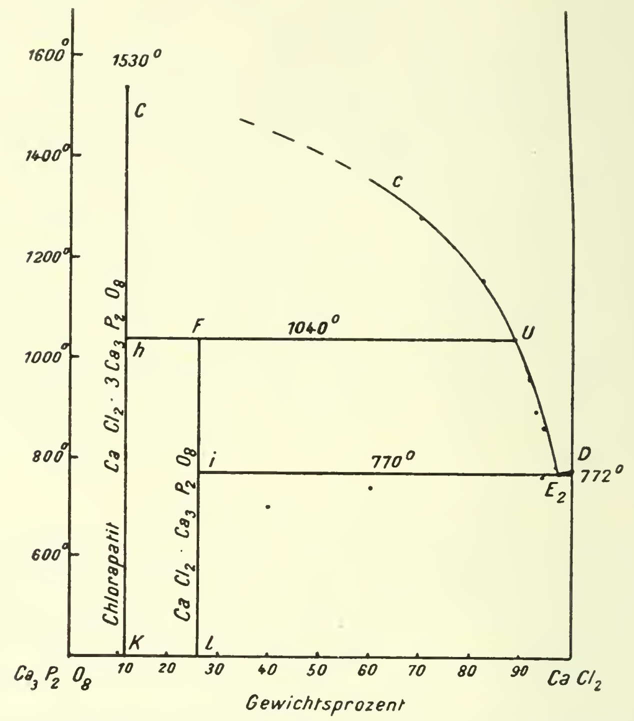


Fig. 2. Kristallisation von Chlorapatit und $CaCl_2 . Ca_3P_2O_8$ aus Calciumchloritschmelzen.

Tabelle 2.

Temperatur	Zusammensetzung der Schmelze	Art des koexistierenden Bodenkörpers
786°	3 % $Ca_3P_2O_8$ + 97 % $CaCl_2$	$CaCl_2 . Ca_3P_2O_8$
861	5 " 95 "	
900	7 " 93 "	
958	8 " 92 "	
1040	12 " 88 "	
1160	18 " 82 "	$CaCl_2 . 3Ca_3P_2O_8$
1280	30 " 70 "	
1530	Schmelztemperatur von	$CaCl_2 . 3Ca_3P_2O_8$

kurven nicht festgestellt werden konnte. Es verhält sich das Salzpaar $CaCl_2—Ca_3P_2O_8$ etwa wie ein System aus Wasser und Steinsalz, in dem Abkühlungskurven nur unsichere Resultate geben würden, infolge der geringen Änderung der Löslichkeit mit abnehmender Temperatur. Nur die eutektischen Kristallisationen der $CaCl_2$-reichen Mischungen ergaben Wärmetönungen bei 770°. Da nun geschmolzenes reines Chlorcalcium bei 772° in doppeltbrechenden, stark verzwillingten Aggregaten kristallisiert, so geht hieraus hervor, daß eine merkliche Beeinflussung der Schmelztemperatur von $CaCl_2$ durch das Phosphat nicht eintritt und dementsprechend das Eutektikum E_2 in unmittelbarer Nähe von D an der rechten Seite des Diagramms liegen muß.

Die Punkte der von E_2 ausgehenden Löslichkeitskurve wurden durch Bestimmen des Chlorgehalts der mit Bodenkörpern im Gleichgewicht befindlichen Schmelzen ermittelt. Hierzu wurden Schmelzen unter beständigem Umrühren längere Zeit bei verschiedenen Temperaturen konstant gehalten. Die Art des Bodenkörpers wurde durch mikroskopische Untersuchung festgestellt. Nachdem sich die Kristalle gut abgesetzt hatten, was bei der Differenz der Dichten von Lösung $<$ 2,18, und Bodenkörper, 3,17 bis 3,19, leicht vollständig vor sich ging, wurde eine Spirale aus Platindraht in die Lösung getaucht und die auf demselben kristallisierende Schmelze herausgehoben und analysiert. Es ergaben sich die Werte der Tab. 2, die den Kurven E_2U und Uc entsprechen. Ein Fehler, welcher dieser Methode anhaftet, besteht darin, daß leicht primäre Kristallisationsprodukte der Schmelze mit entnommen werden können. Zieht man dies in Rechnung, so werden sich die Kurven cU UE_2 nach rechts verschieben und noch steiler verlaufen müssen.

Bis 1040° trat als Bodenkörper $CaCl_2 \cdot Ca_3P_2O_8$, Chlorcalciumwagnerit, auf, kenntlich an den scharf ausgebildeten stark doppeltbrechenden Kristallen, die im Gegensatz zum monoklinen Wagnerit ($MgF_2 \cdot Mg_3P_2O_8$) im rhombischen System kristallisieren. Begrenzt wurden sie meist von Basis und Vertikalprisma, der Winkel $(110):(1\bar{1}0)$ betrug 96° 33′ als Mittel aus mehreren Messungen u. d. M. Vereinzelt wurde auch $\{100\}$ beobachtet.

Als mittlerer Brechungsindex für Na-Licht ergab sich 1,658.

Ihr spezifisches Gewicht, am Pulver pyknometrisch bestimmt, betrug bei 20° 3,17.

Ihr $CaCl_2$-Gehalt entspricht der oben angegebenen Formel. Trotz dieses größeren Gehalts sind die Kristalle gegen Wasser ebenso bestandfähig wie Apatit. Nach dreitägigem Schütteln mit destilliertem Wasser ließ sich nur wenig Chlor in der Lösung nachweisen.

Bei Temperaturen über 1040° tritt ein anderer Bodenkörper auf: Kristalle von schwacher Doppelbrechung, reiner Chlorapatit. Meist sind es gedrungene kurzprismatische Säulchen mit unvoll-

kommener beiderseitiger pyramidaler Endigung, deren Brechungsindex nach der Immersionsmethode mit THOULET'scher Lösung

$$\omega_{Na} = 1{,}6667 \pm 0{,}002$$

beträgt. Die Doppelbrechung ist so schwach, daß in dünnen Kriställchen u. d. M. zwischen gekreuzten Nicols bei Diagonalstellung Aufhellung nicht bemerkbar ist, und daß nur mit Mühe aus der geringen Änderung der empfindlichen Färbung beim Einschalten eines Gipsblättchens der negative Charakter festgestellt werden kann.

Bei 1160° und 1280° konnten noch Löslichkeitsbestimmungen vorgenommen werden, obgleich $CaCl_2$ hier schon ziemlich flüchtig ist. Der Gehalt der Schmelzen an $Ca_3P_2O_8$ stieg auf 18 bezw. 20%. Diese Werte sind wahrscheinlich zu hoch infolge der in der Mutterlauge vorhandenen, primär ausgeschiedenen Apatite. Die Verbindungslinie dieser Punkte ergibt Uc. Der Knick, welcher durch das Auftreten der neuen kristallisierten Phase bei 1040° in der Löslichkeitskurve bei U liegen muß, wird aus dem gleichen Grunde wohl so schwach ausgeprägt sein, wodurch Uc fast in die Verlängerung von UE_2 fällt. Höher hinauf ließ sich die Kristallisationskurve infolge der großen Flüchtigkeit des Calciumchlorids nicht verfolgen.

Es wurde daher nur noch der Schmelzpunkt des reinen Chlorapatits, wie er durch Auslaugen der Schmelzen in dünnen Nädelchen erhalten wurde, optisch bestimmt. Geringe Zersetzung konnte auch hierbei nachgewiesen werden, die Kanten des Kristalls verloren an Schärfe, indessen trat bei schnellem Erhitzen ein rasches Zusammenschmelzen bei ca. 1530° an mehreren Präparaten ein. Dieser Punkt ist im Diagramm mit F bezeichnet. Falls also Chlorapatit kongruent schmilzt, würde hier die Verlängerung der Kurve Uc endigen.

In Schmelzen mit mehr als 12% $CaCl_2$ wird daher bei der Abkühlung ein Teil des primär ausgeschiedenen Chlorapatits, in Schmelzen mit mehr als 27% $CaCl_2$ sämtlicher eine Umwandlung in $CaCl_2 \cdot Ca_3P_2O_8$ erfahren müssen. Verläuft die Abkühlung jedoch einigermaßen schnell, so tritt dieser Vorgang nicht ein, man erhält neben Apatit Kristalle der rhombischen Verbindung. Durch diese Verzögerung finden die Beobachtungen von A. DITTE eine Erklärung, denn erst bei sehr langsamer Kristallisation tritt diese Umwandlung des Apatits ein. Bisweilen erhält man so Paramorphosen des stärker doppeltbrechenden Chlorcalciumwagnerits mit der Umgrenzung des Apatits. Die Lage des Punktes U entspricht ungefähr den oben zitierten Angaben von DITTE, daß Apatit nicht auftritt, wenn nur bis ca. 7% $Ca_3P_2O_8$ in den Schmelzen enthalten ist.

3. Mischkristalle von Chlor- und Fluorapatit.

Zur Erforschung, welchen Einfluß ein gleichzeitiger Chlor- und Fluorgehalt der Schmelzen auf die Bildung der Apatite besitzt, wurde das Dreistoffsystem CaF_2—$CaCl_2$—$Ca_3P_2O_8$ untersucht.

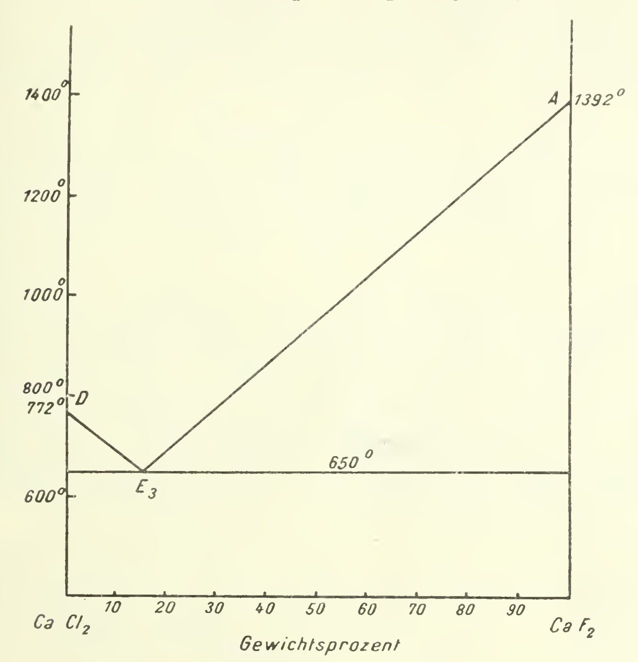


Fig. 3. Das System Calciumchlorid—Calciumfluorid.

Hierbei gesellt sich zu den zwei beschriebenen Diagrammen das des Systems CaF_2—$CaCl_2$. Es wurde schon von O. Ruff und W. Plato[1] ausgearbeitet. Ihre Resultate konnte ich im wesentlichen bestätigen, nur die Temperaturbestimmungen sind abweichend. Es tritt zwischen beiden Salzen ein Eutektikum E_3 bei 650° mit 16 Gew.-% CaF_2 auf, also in der Nähe der reinen Komponente $CaCl_2$ (Fig. 3). Zwischen beiden Salzen besteht Mischbarkeit im kristallisierten Zustande nicht. Flußspat scheidet sich in Skeletten, bisweilen auch in kleinen, unvollkommen ausgebildeten, aber klaren Würfelchen aus der Schmelze aus.

Konstruiert man aus diesen drei Diagrammen über einem Konzentrationsdreieck ein räumliches Modell, so gehen von den Kristallisationskurven auf den Seiten dieses Prismas Flächen in das Innere hinein, die den Temperaturen beginnender Kristalli-

[1] O. Ruff und W. Plato, Ber. d. deutsch. chem. Ges. **35**. 3616. 1902; **36**. 2363. 1903.

sation der in diesem System auftretenden kristallisierten Phasen entsprechen werden. Falls nun Chlor- und Fluorapatit miteinander eine lückenlose Reihe von Mischkristallen liefern, treten vier derartige Phasen auf: Mischkristalle, Flußspat, $CaCl_2$ und $CaCl_2 \cdot Ca_3P_2O_8$ (kristallisiertes $Ca_3P_2O_8$ ausgenommen).

Aus diesem Grunde wurde zunächst eingehend die Mischkristallbildung zwischen Chlor- und Fluorapatit verfolgt.

Die Untersuchung durch Abkühlungskurven führte nicht zum Ziel, daher wurden auf optischem Wege die Zusammensetzungen der primär kristallisierenden Mischkristalle ermittelt. Hierzu wurden die sich bei beginnender Erstarrung absetzenden Kristalle einer Reihe von Schmelzen (1—6 in Fig. 6) isoliert und ihr Brechungsvermögen bestimmt. Es zeigte sich neben einer kontinuierlichen Verstärkung der Doppelbrechung mit zunehmendem Fluorgehalt eine Verminderung der Lichtbrechung. Diese letztere läßt sich nach der Einbettungsmethode leicht bestimmen. Da nun wohl die Annahme berechtigt erscheint, daß die Änderung der Lichtbrechung mit der Konzentration durch eine lineare Funktion darstellbar ist und sich aus der Mischungsregel berechnen läßt, so wird man, ohne große Fehler zu begehen, aus der Lichtbrechung die Zusammensetzung bestimmen können.

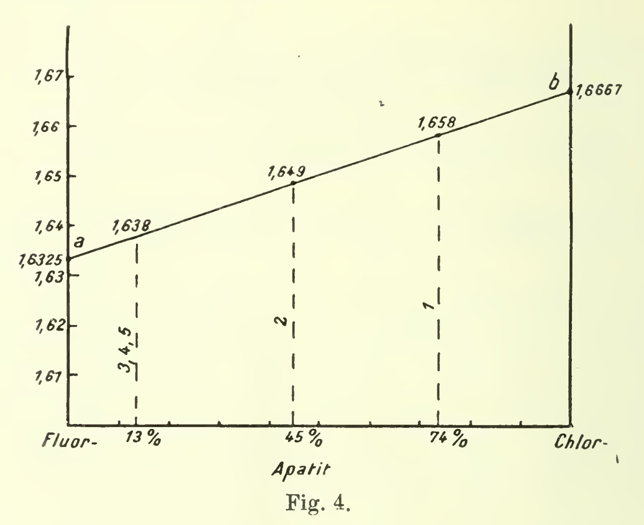


Fig. 4.

In Fig. 4 sind die Brechungsindizes für Na-Licht von Fluor- und Chlorapatit mit 1,6325 und 1,6667 eingetragen. Auf der Verbindungsgeraden liegen also die der Mischkristalle.

Es zeigt sich nun, daß die Lichtbrechung der primär ausgeschiedenen Kristalle in der Mischung 1 mit 1,658 noch dem

reinen Chlorapatit nahekommt. In Mischung 2 dagegen springt n_{Na} auf 1,649 in Schmelze 3 schon auf 1,638. Ermittelt man aus Fig. 4 die zugehörigen Konzentrationen, so würde 74 %, 45 % und 13 % Chlorapatit diesen Werten entsprechen. Während also der Fluorgehalt der Schmelzen nur langsam zunimmt, reichert dieses Element sich in den Mischkristallen stark an. 4, 5 und 6 liefern ebenfalls fluorreiche Mischkristalle, doch ist die Änderung der Zusammensetzung nicht wesentlich, trotz des stark zunehmenden Fluorgehalts der Schmelzen. Dies Verhalten erinnert an ein ähnliches, bei den aus wässerigen Lösungen kristallisierenden Mischkristallen von Kaliumchromat und Kaliumsulfat. Nach G. Fock[1] bilden sich hier aus Lösungen, die bis zu 85 Gew.-% K_2CrO_4 enthalten, Mischkristalle, deren Gehalt an K_2CrO_4 5 % nicht übersteigt.

Chlor- und Fluorapatit bilden daher aus Schmelzfluß eine lückenlose Reihe von Mischkristallen. Ihre Schmelztemperaturen konnten indessen nicht bestimmt werden, da sie zu hoch lagen. Als Schmelzkurve ist in Fig. 5 die zwischen C und B verlaufende Gerade angenommen, so daß also in der Ebene $CBB'C'$ das System der Apatite liegt. Das dreiseitige Prisma jenseits dieser Ebene ist nicht näher untersucht worden.

Von CB ausgehend, zieht sich demnach eine Fläche in das Innere des Prismas, welche der Kristallisation von Mischkristallen entspricht. Seitlich wird sie begrenzt durch CU und BE_1. Im Innern kommt sie zum Schnitt mit den Gleichgewichtsflächen für Flußspat und für Chlorcalciumwagnerit; es entstehen hierdurch die Kurven UU_1 und U_1E_1. Da in U_1 drei Flächen aneinanderstoßen, so muß von hier eine Schnittkurve U_1E ausgehen. Diese selbst wiederum wird in E endigen müssen, wenn sie die Kristallisationsfläche der vierten Phase $CaCl_2$ erreicht.

Zur Beschreibung der Kristallisationsvorgänge genügt nun im wesentlichen die Lage der Schnittpunkte je dreier Flächen, da alsdann der Verlauf der Schnittkurven je zweier Flächen sich konstruieren läßt, wenn man die koexistierenden kristallisierten Phasen kennt. Es wurde daher zunächst der in dem System auftretende ternäre eutektische Punkt E näher festgelegt.

In Schmelzen, die arm an Calciumphosphat sind, ließ sich bei 641° eine eutektische Kristallisation festlegen. Sie erfolgt also nur 10° tiefer als in reinem $CaCl_2$—CaF_2-Mischungen und kann daher nicht weit vom E_3 im Innern des Konzentrationsdreiecks liegen. In Fig. 5 ist dieser Punkt mit E (auf die Konzentrationsebene projiziert mit E') bezeichnet. Mikroskopisch läßt sich feststellen, daß neben Chlorcalcium, Flußspat und das rhom-

[1] G. Fock, Zeitschr. f. Krist. **28**. 382. 1897.

bische Doppelsalz auftritt. Es endigen hier also 3 binäre eutektische Kurven, die der gleichzeitigen Ausscheidung von je zwei dieser Kristallarten entsprechen: EE_2, EE_3 und U_1E.

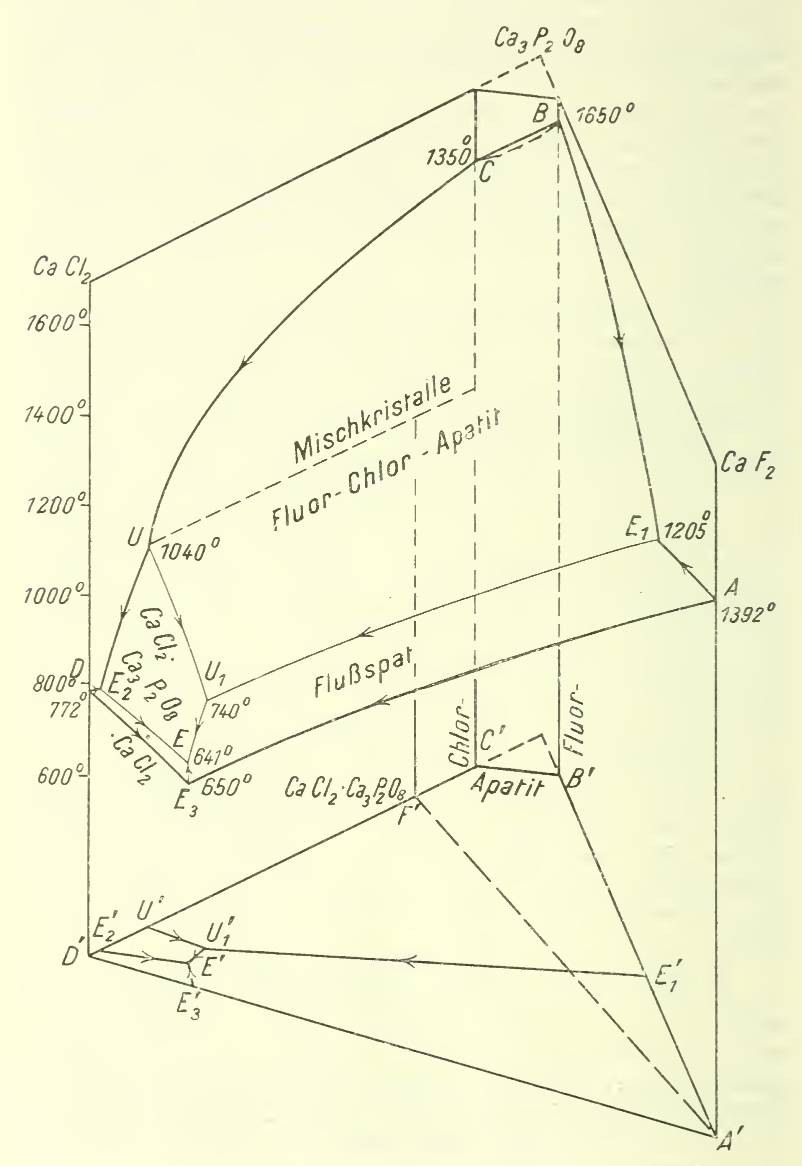


Fig. 5. Kristallisationsvorgänge im System $CaCl_2$—$Ca_3P_2O_8$—CaF_2.

Der zweite nonvariante Punkt wird auf der Umwandlungskurve liegen müssen, die in U entspringt. Da vermutet wurde, daß diese Umwandlungskurve nicht in eine Schmelzkurve übergehen würde, wurden Schmelzen in der Nähe von U_1 untersucht. Wegen der Trägheit, mit der die Umsetzung in $CaCl_2 \cdot Ca_3P_2O_8$ erfolgt, und wegen des steilen Verlaufs der Erstarrungsflächen wurden mittelst Abkühlungskurven keine Resultate erzielt. Hier half nur die fortgesetzte optische Untersuchung der nacheinander auskristallisierten Bodenkörper.

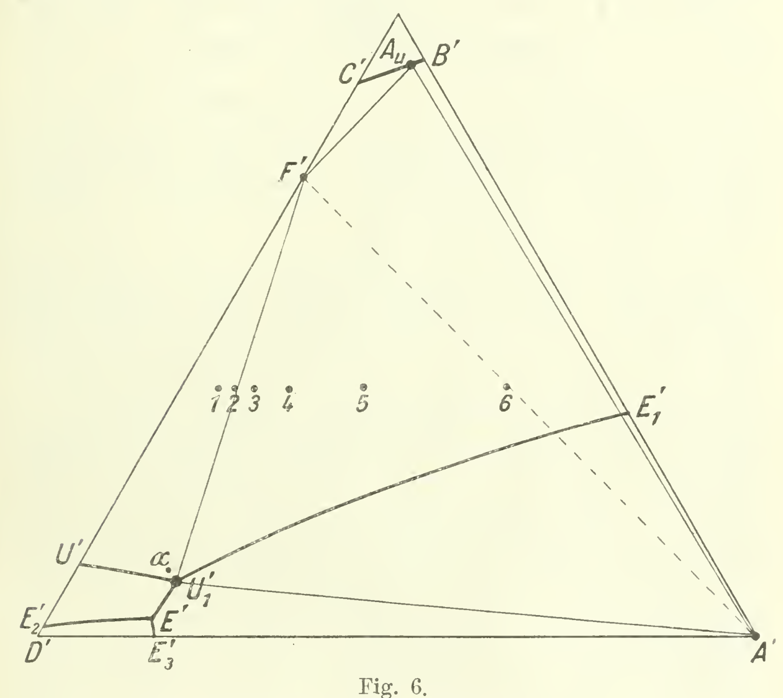


Fig. 6.

Da nun eine Schmelze mit 15 Gew.-% CaF_2 75% $CaCl_2$ und 10% $Ca_3P_2O_8$ (Punkt α in Fig. 6) bei beginnender Kristallisation (ca. 760°) innerhalb eines kleinen Temperaturbereichs zunächst Apatitmischkristalle, dann rhombisches Doppelsalz und schließlich noch Flußspat lieferte, wurde das Ende der Umwandlungskurve bei U_1 750° angenommen und die Konzentration dieses Punktes nicht weit von α gewählt. In U_1 stoßen also die Flächen primärer Kristallisation von Apatitmischkristallen, Flußspat und Chlorwagnerit aneinander. In der Projektion fällt U_1' in das Dreieck A'D'F', innerhalb dessen nur die letzten beiden Kristallarten neben $CaCl_2$ stabil sind, U_1 ist daher als Umwandlungspunkt anzusehen.

Die Verbindungslinien der binären eutektischen Punkte mit diesen nonvarianten Punkten sind willkürlich gezogene Kurven. In der Projektion liefern sie die Linien $E_2'E'$, $E_3'E'$, $U'U_1'$, $U_1'E_1'$ und $U_1'E'$ der Fig. 6.

Für die Kristallisationserscheinungen im ternären System spielen die Mischkristalle die Rolle einer Phase variabler Zusammensetzung. Indessen ist diese von bestimmtem Wert, sobald Mischkristalle ein Teil eines nonvarianten Systems bilden.

Dies ist z. B. bei der Schmelze U_1 der Fall. Hier koexistieren vier Phasen eines ternären Systems bei bestimmtem äußeren Druck. Ein solches System besitzt keinen Freiheitsgrad mehr, so daß die Konzentration in den Phasen variabler Zusammensetzung völlig bestimmt ist, d. h. die der Schmelze U_1 und auch die des koexistierenden Mischkristalls. Es ergab sich hierfür ein Mischkristall mit 14 % Chlorapatit, A_u in Fig. 6[1]. Verbindet man die Punkte für die koexistierenden Phasen A_u, W, A' und U_1', so erhält man ein Vierphasenviereck.

Alle Schmelzen nun, deren Konzentrationen innerhalb dieses Vierecks liegen, liefern schließlich einmal, wenn Verzögerungen ausgeschlossen sind, nur den Mischkristall A_u. Primär können sich sowohl chlor- wie fluorreichere Mischkristalle bilden, diese müssen sich indessen sämtlich umsetzen in A_u. Tritt dies nicht ein, so können zonar struierte Mischkristalle auftreten, deren Kern sowohl aus der schwerer, wie aus der leichter schmelzbaren Mischkristallkomponente bestehen kann, die letzte Umhüllung muß theoretisch stets die Zusammensetzung A_u besitzen. Zu unterscheiden sind noch die Schmelzen des Gebiets $F'A_uA'$ vom Gebiet $F'U_1'A'$. In den letzteren werden die primär gebildeten Apatite aufgezehrt, so daß nur $CaCl_2 \cdot Ca_3P_2O_4$, $CaCl_2$ und CaF_2 übrig bleibt, erstere liefern Chlorwagnerit neben A_u und Flußspat. Bei weiterer Abkühlung werden jetzt Veränderungen der Sättigungskonzentration des Mischkristalls wieder möglich, die sich, da sie zwischen kristallisierten Produkten erfolgen müßten, jedenfalls wenig bemerkbar machen werden.

Nur Schmelzen aus den Konzentrationsbereichen $C'A_uF'$ und $B'A_uA'$ liefern nach völliger ungestörter Erstarrung auch die Mischkristalle zwischen C' und A_u bezw. B' und A_u neben Chlorwagnerit oder Flußspat. Alle Schmelzen des Dreiecks F'A'D'

---

[1] Das Verhalten des Mischkristalls A_u in dem vorliegenden System legt die Vermutung nahe, daß die scheinbar konstante Zusammensetzung von Mischkristallkomponenten eines Gesteins, z. B. bei den Plagioklasen, auf eine ähnliche Ursache zurückzuführen ist. Es müßte danach das Auftreten eines bestimmten Feldspattypus abhängig sein von der Natur der übrigen koexistierenden Mineralien.

geben schließlich kristallisierte Gemenge aus Flußspat, Calciumchlorid und Chlorwagnerit[1].

Leipzig, Institut für Mineralogie und Petrographie, Mai 1912.

Beiträge zur Kenntnis der Geologie und Petrographie Ostafrikas.

I. Ueberblick über den Aufbau Ostafrikas zwischen dem Victoriasee und der Küste des Indischen Ozeans, besonders längs der Uganda-Eisenbahn.

Von Prof. Dr. **C. Uhlig** in Tübingen.

Die nachfolgenden Seiten sollen nur als Einleitung zur Beschreibung einiger jungvulkanischer Gesteinsproben dienen, die ich im April und Mai 1904 längs der Ugandabahn und am Victoriasee sammelte. Ich schulde Herrn Geheimrat Prof. Dr. Linck verbindlichen Dank dafür, daß er dies Material Herrn Goldschlag zur Bearbeitung übergab. Die gleichzeitig gesammelten Proben an altkristallinen und an Schichtgesteinen sind auf Anregung von Herrn Professor Dr. Sauer in Stuttgart von Herrn Dr. H. Kissling bearbeitet worden; die Veröffentlichung wird in einiger Zeit erfolgen.

Über die Geologie des deutschen Anteils an Ostafrika kann man sich seit dem Erscheinen von Hans Meyer's „Ostafrika"[2] im Jahre 1909 und der in diesem Werk enthaltenen geologischen Karte Gagel's schnell eine Übersicht verschaffen, wenigstens in großen Zügen und soweit diese Länder nicht geologisch noch ganz unkekannt sind. Dagegen ist man für Britisch-Ostafrika immer noch auf J. W. Gregory angewiesen, der in seinem Werk über die Expedition zum Großen Ostafrikanischen Graben auch die geologischen Verhältnisse des ganzen Gebietes von der britisch-ostafrikanischen Küste bis zum Victoriasee beschrieb[3]. Da meine Anschauungen vom Aufbau dieser Teile Ostafrikas, schon des vielen seither gesammelten Materials wegen, in manchen Punkten nicht unwesent-

---

[1] Über Einzelheiten im Kristallisationsgang ähnlicher Systeme vergl. H. Brand, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXII. p. 654. 1911 und H. E. Boeke, dies. Centralbl. p. 257. 1912.

[2] Das Deutsche Kolonialreich, herausg. von Hans Meyer. 1. Leipzig 1909. Darin Ostafrika von Hans Meyer; siehe bes. p. 25/37 etc. Darin auch Geologische Karte von Deutsch-Ostafrika in 1 : 6 Mill., bearb. von Curt Gagel 1908. Die bei weitem beste topographische Übersichtskarte für das ganze, hier von mir behandelte Gebiet ist die orohydrographische Karte desselben Werkes in 1 : 6 Mill. Sie stellt das Land bis zu 1° nördl. Breite dar.

[3] J. W. Gregory, The Great Rift Valley, London 1896. Siehe bes. p. 213/236. Eine geologische Kartenskizze in etwa 1 : 6 Mill. auf p. 217.

lich von denen Gregory's abweichen, will ich im folgenden versuchen, ganz kurz die Züge des Landes in breitem Streifen zu beiden Seiten der Ugandabahn (Mombasa—Port Florence) zu schildern [1]. Ich gebe damit die Vorarbeit zu einer ausführlichen Darstellung, die ich seit langem zu schreiben übernommen habe.

Gehen wir vom Grundgebirge aus: hauptsächlich Gneise und Granite sind es, die nächst den jungvulkanischen Gesteinen am meisten an der Bildung der heutigen Oberfläche beteiligt sind. Auch in unserem Gebiet scheinen, ebenso wie weiter südwärts, die Gneise der küstennahen Nordsüdzone ungefaltet, ostwärts mäßig geneigt einzufallen, während sie im Hinterlande meist beinahe saiger auftreten. Hier ist, nach einer immer noch häufig vertretenen Ansicht, ein im Archaicum aufgerichtetes Hochgebirge gänzlich abgetragen worden. Es ist ein seit jener Zeit festländisches Krustenstück des Gondwana-Landes. Manche Anzeichen sprechen dafür, daß die Bildung einer Fastebene sich hier mehrfach vollzogen hat. Jedenfalls sind bisher ältere terrestrische Ablagerungen, vermutlich aus verschiedenen paläozoischen Perioden und aus der Trias stammend, im wesentlichen nur an der Peripherie des ostafrikanischen Schildes nachgewiesen. Ich kenne sie von dem westlichen Victoriasee-Ufer, von den Inseln dort und nahe dem Nordufer, dann wieder vom küstennahen Gebiet zwischen Voi und Mombasa. Genauere, zuverlässige Altersbestimmungen fehlen bisher.

Recht wenig geklärt sind noch die Beziehungen der beiden, eben unterschiedenen Teile des Gneislandes zueinander, der küstennahen Zone mit ihren unter 10° bis 50° ostwärts einfallenden und der binnenländischen mit ihren steil gestellten Schichten. Faßt man das zentrale Hochland als letzten Rest eines archäischen Hochgebirges auf, so müßte man wohl in der Ostzone das weniger stark gefaltete Vorland erblicken. In dieser Zone liegen u. a. die Gneisgebirge Uluguru, Usambara und Pare, die fast nach allen Seiten merkwürdig steil abfallen. Nordwärts der britischen Grenze scheinen ähnliche Gebirge vorzukommen: so z. B. Bura und Ndara. Freilich können sich alle diese nördlichen Gebirgsstöcke trotz ihrer Höhe — Bura ragt zu fast 2400 m auf — an Ausdehnung und Großartigkeit nicht mit den genannten südlichen messen. Und die Schwierigkeit eines Vergleiches wird dadurch erhöht, daß sich in dieser ganzen Zone Hügel, Berge und Gebirge finden, die einander in der Form ähneln, obwohl sie ganz verschiedener Entstehung

[1] Ich unterlasse jedes Zitieren der zahlreichen neueren Abhandlungen u. a. von Bornhardt, Futterer, Kaiser, Werth, Johnston, Prior, Koert, Tornau, Fraas, Scholz, Dacqué, Krenkel. Ich hebe auch nur gelegentlich hervor, was meinem eigenen, bisher unveröffentlichten Material entstammt.

sind. Auch ich bin der Meinung, daß in diesem Gebiet sogenannte Inselberge besonders häufig vorkommen (obwohl ich auch die vielen Granitsteilhügel von Ussukuma als Inselberge ansehe). Trotzdem halte ich an der alten Meinung [1] fest, daß die Umrisse von Usambara, Pare und Uluguru im wesentlichen durch Bruchlinien bedingt sind. Die Anordnung der Täler auf der Oberfläche der beiden Usambara zeigt deutlich, daß diese Oberfläche ihre Lage zur Horizontalebene selbständig geändert hat, d. h. ohne daß das Land am Gebirgsfuß diese Bewegung mitmachte. Eine Scholle, die sich derart bewegt und zweifellos die Form eines Horstes hat, kann nichts anderes als ein Horst sein [2].

Ich bin der Meinung, daß solche Horste auch in der näheren Umgebung der Ugandabahn und wohl noch viel weiter nordwärts auftreten. Trotzdem kann ich mich nicht entschließen, mit Gregory das uralte „Rückgrat" Ostafrikas in dieser Region anzunehmen; ich halte dafür, daß das zentrale Urgesteinsland als ein solches angesehen werden kann.

In das Land der Gneishorste greift vielfach der küstennahe Teil des schon erwähnten Gebietes der älteren, fossilleeren Sedimente ein. Diese Zone ist von überaus wechselnder Breite, ebenso wie die ostwärts folgende, über deren Alter wir an vielen Stellen zuverlässig unterrichtet sind. Diese letztere Zone besteht in ihrer Gesamtheit aus Schichten des Jura, der Kreide, des Tertiär und des Pleistocän, je näher dem Ozean, desto jünger im allgemeinen, ohne daß ihr im einzelnen eine solche gleichmäßige Zusammensetzung zukommt. So ist in dem uns in erster Linie interessierenden Norden das Vorkommen von Tertiär recht fraglich, es fehlen hier die obercretaceischen Schichten, die aus dem Süden Ostafrikas so bekannt sind durch die Tendaguru-Funde.

In dieser jüngeren Sedimentzone kann man häufig ostwärts gehend ohne Unterbrechung aus älteren in die ihnen regelrecht angelagerten jüngeren Schichten gelangen. Oft aber auch trifft man auf trennende, NNO—SSW streichende Verwerfungen. Während sich die Serie der marinen Sedimente hier bildete, hat sich der Rand des großen, starren, horizontal fast ungegliederten Kontinentes gegen Osten hinabgebogen, um dann durch eine entgegengesetzte

---

[1] U. a. Hans Meyer hat sie früher vertreten; er hält neuerdings Usambara, Pare und Uluguru (mit Bornhardt), nicht aber Unguru, für Inselberge (a. a. O., p. 28 ff. und 202 ff.). Ich muß übrigens zugeben, daß der stratigraphische Nachweis dafür, daß z. B. Usambara ein Horst ist, kaum je gelingen wird. Die Gneise Westusambaras mit ihrer Mächtigkeit von mindestens 1900 m ähneln einander sehr. Wo ich am Fuß Westusambaras anstehendes Gestein traf, war es ebenfalls Gneis, nicht wesentlich zu unterscheiden von vielen Gneisen des Hochlandes.

[2] Die Darlegung anderer Gründe dafür, daß ich diese Gebirge als Horste ansehe, verspare ich auf eine ausführlichere Abhandlung.

Bewegung dem Festland wieder angegliedert zu werden. Dabei kam es mehrfach zur Bildung von Brüchen, deren ungefähr nordsüdliches Streichen ja auch sonst in den Formen Ostafrikas eine so große Rolle spielt. Für den Norden Ostafrikas ist bisher nur eine große derartige Transgression und eine große Regression bekannt, im Süden sind je zwei nachgewiesen, eine weitere wahrscheinlich.

Als jüngste Formation tritt fast überall an der ostafrikanischen Küste gehobener Korallenkalk usw. des Pleistocän auf. Während seiner Bildung haben sich die eben erwähnten Bewegungsvorgänge, wenn auch in kleinerem Ausmaß, bis in historische Zeiten hinein wiederholt.

Wir wenden uns nun zu jüngeren und jüngsten Vorgängen der Erdgeschichte, die sich weit landeinwärts im nördlichen Ostafrika abgespielt haben, ohne daß je in ihrem Verlauf das Meer in diese Gebiete eintreten konnte. Das ist der Hauptgrund dafür, daß es bisher nicht gelungen ist, das Alter der gewaltigen tektonischen Vorgänge, die den südlichen Teil des Großen Ostafrikanischen Grabens und seine Fortsetzung, die Ostafrikanische Bruchstufe, schufen, sowie das der mit ihnen innig verbundenen vulkanischen Bildungen einwandfrei zu bestimmen. Schlüsse, die man aus den Verhältnissen der nördlichen Teile des Großen Grabens ziehen kann, mehr noch das Studium der Formen machen es sehr wahrscheinlich, daß erst im späten Tertiär diese so tiefgreifende Umformung des ganzen Reliefs zwischen dem Victoriasee und der Küste, oder besser zwischen 33° und 38° ö. L. einsetzte. Diese Vorgänge dauern, wenn auch in bescheidenem Ausmaß, bis in das Heute hinein fort.

Jungvulkanisches Gestein nimmt den Teil Ostafrikas, mit dem wir uns hier besonders beschäftigen, in breitem, nordsüdlichem Gürtel zur größeren Hälfte ein. Die bedeutendsten Höhen ganz Afrikas liegen in diesem Gebiet. Betrachten wir die Ergebnisse der tektonischen und vulkanischen Vorgänge, so wie sie sich in den heutigen Höhenverhältnissen und Formen, von der Ugandabahn aus gesehen, widerspiegeln.

Das Urgesteinsland, das wir, von Osten kommend, etwa 90 km von Mombasa in rund 500 m Meereshöhe[1] betreten haben, steigt langsam an. 407 km (längs der Bahnlinie gemessen) von Mombasa, bald hinter der Station Sultan Hamud (399 km, 1155 m ü. d. M.) notierte ich zuerst das Auftreten einzelner jungvulkanischer Formen[2]. Es kommen aber gerade auch hier und noch etwas weiterhin —

[1] Weiter südwärts, so am Pangani, tritt der Gneis schon unterhalb 100 m zutage, hier nur 42 km von der Küste.

[2] Abseits, nördlich der Bahn, kommt jungvulkanisches Land inselförmig etwa 100 km von der Küste vor.

zuletzt bei 414 km — eine Anzahl von Berggruppen vor, die den von mir weiter östlich untersuchten Gneisbergen so sehr in Form und Farbe ähneln, daß ich an ihrer Urgesteinsnatur nicht zweifle; ihre Gipfel erreichen etwa 1800 m. Die Flächen, die sich am Fuß dieser Berge ausbreiten und zwischen sie eindringen, gehen langsam ansteigend über in die weiten Kapiti-Ebenen, die man schon kurz vor der Station Kapiti Plains (diese bei 463 km in 1613 m) erreicht. Wir kommen ganz allmählich höher; erst hinter Nairobi (528 km, 1661 m) haben wir wieder stärkeren Anstieg und Bergformen. Schließlich erklimmt die Trace einen vorläufig höchsten Punkt in der Station Escarpment (586 km, 2252 m). Südlich und besonders nördlich von dem leichten Einschnitt, den die Bahn hier benutzt, erhebt sich das Land bedeutend höher, so im Kinangop zu 3884, im Aberdare-Gebirge sogar zu über 4000 m. Alles das ist auch jungvulkanisches Gestein, so weit wir wissen nicht in der Form von Kraterbergen. Die größten Erhebungen des ganzen Gebietes, die bekannten erloschenen Vulkane Kilimandjaro (Kibogipfel 6010 m) und Kenya (5242 m), sind von Nairobi aus bei klarem Wetter im SO und NO zu sehen.

Sofort hinter Escarpment senkt sich die Bahnlinie an der Ostwand des Großen Grabens hinab zum Naivashasee, der auf der Grabensohle in 1870 m liegt. Es folgen nordwärts der Elmenteitasee mit rund 1720 und der Nakurosee mit 1727 m Meereshöhe. Die Bahn windet sich zwischen den drei Seen hindurch und steigt dann an der Westwand des Großen Grabens wieder empor. Über Molo (779 km, 2420 m) erreichen wir bald die höchste Stelle der ganzen Trace: Summit in 2536 m (787 km von Mombasa). Aber auch hier liegen bedeutendere Höhen zu beiden Seiten der Linie, so im S der Londiani-Berg mit rund 3050 m, nördlich Erhebungen bis zu 2650 m; auch hier bestehen die Höhen beiderseits ebenfalls aus jungvulkanischem Gestein, sind eher Punkte der Hochebene als Berge zu nennen.

Hinter Summit folgen die Stationen Londiani (805 km, 2258 m), Lumbwa (833 km, 1896 m), dann geht es scharf bergab über Fort Ternan (862 km, 1518 m) und Muhoroni (885 km, 1262 m) nach Port Florence (940 km), in der NO-Ecke des Victoriasees, dessen Spiegel 1135 m über dem Meer liegt. Kurz vorher, bei Muhoroni, haben wir zum erstenmal, seit wir das jungvulkanische Land betraten, wieder andersartiges Gestein zu sehen bekommen. Ein Gneishügel von rund 100 m relativer Höhe erhebt sich dort zu etwa 1350 m ü. d. M., fremd in Form und Farbe der vulkanischen Umgebung, die nur seinen Fuß einzuhüllen vermochte. Weiterhin überdeckt das Alluvium einer ehemaligen Bucht die Felsen, bis dann bei Port Florence wieder altkristallines Gestein zutage tritt.

Viel höher als an den eben genannten Punkten liegt das alt-

kristalline Gestein weiter im Norden, so im Sirgoi-Berg, 80 km nördlich von Lumbwa, 2460 m ü. d. M., hier 300 m über den vulkanischen Massen, die seinen Fuß bedecken. In seiner Nachbarschaft erheben sich noch manche Urgesteinsberge zu ähnlicher Höhe. Besonders interessant ist die östlich vom Sirgoi gelegene, schmale, nordsüdlich etwa 100 km lange Kamasia-Scholle. Granit, Diorit und Gneis ist dort gesammelt, nur an ihrem Fuße jungvulkanisches Gestein. Die ganze Scholle scheint aus altkristallinem Gestein zu bestehen. Sie bildet einen Teil der Westwand des Großen Grabens, oder sie ist wenigstens so fest der Wand angeschmiegt, daß sie als eine hohe Vorstufe angesehen werden kann. Mit einer absoluten Höhe von 2225 m liegt ihr Ostrand, ihr höchster Teil (die Oberfläche senkt sich westwärts so stark, daß man wohl von einer Pultscholle sprechen kann), 1200 m über dem Baringosee, der hier in 1014 m über dem Meer die Grabensohle einnimmt. Westlich, hinter Kamasia steigt der vom Elgeyo-Rand gekrönte Steilabfall um etwa 800 m empor zu rund 2600 m ü. d. M. Er besteht aus jungvulkanischem Gestein.

Auch im Süden, längs der deutsch-britischen Grenze, scheint vielfach altkristallines Land in großer Meereshöhe vorzukommen. Außer dem Ndasekera-Berg mit 2527 m sind hierher die Höhen über der Westwand des Großen Grabens gleich nördlich der Grenze zu rechnen, die wie die Wände selbst an dieser Stelle aus metamorphen Quarziten und aus Urgestein verschiedener Art bestehen. Die höchsten Punkte liegen hier zwischen 2000 und 2300 m. Etwa 110 km nach SO, 80 km östlich vom Südende des Natronsees Magad, näher noch dem südwärts benachbarten Fuß des Meru und dem des Kilimandjaro, liegt eine große Gneis- oder wenigstens Urgesteinsinsel, die in dem Oldoinjo Orok Lomatabatu 2553 und im Lengido sogar 2620 m erreicht. Daß es sich hier um junge Horste handelt, glaube ich nicht; immerhin wäre bei der sehr wünschenswerten, genaueren Untersuchung beider Gruppen auch diese Frage zu stellen.

Ich habe hier so viel Höhenzahlen genannt, weil sie erstens ergeben, daß das jungvulkanische Hochland zu beiden Seiten des Großen Grabens relativ hoch liegt; zweitens zeigen sie, daß auch das Urgesteinsgerüst sich von O und W her zu besonders bedeutenden Erhebungen in der näheren und weiteren Nachbarschaft des Großen Grabens aufwölbt; dieser selbst liegt ziemlich genau in der Mitte zwischen der Zone der Gneishorste und dem Victoriasee. Ich bemerke noch nachtragend, daß nur 16—20 km nördlich von der bis 2000 m hohen Gneismauer Pares an der Basis des Kilimandjaro ein paar Gneishügel liegen, an deren Fuß die Laven und Tuffströme des großen Vulkanes brandeten: die Kitowo- und Soko-Hügel mit bis zu 1112 m absoluter, bis zu 300 m relativer Höhe. Allerdings ist ja das ganze Land vom Kiliman-

djaro über den Meru bis gegen die Ostafrikanische Bruchstufe hin ein großes, junges Senkungsfeld. Wer es aber einmal auf der Straße von Voi, von Osten her kommend, betreten hat, wird kaum zweifeln, daß die Senkung am Ostrand des Feldes nur sehr gering ist. Und die genannten Hügel liegen nahe am Ostrand.

Mag man annehmen, daß das altkristalline Land zu beiden Seiten des Grabens seine heutige Höhenlage einer erneuten Auffaltung des alten, fastebenen Kontinentes verdankt, was ungemein unwahrscheinlich ist, oder mag man an die Bildung vieler Horste glauben, die erst durch das jungvulkanische Material zu einem äußerlich einheitlichen Gebilde zusammengeschweißt wurden, oder schließlich an eine einzige flache Aufwölbung, jedenfalls ist, übersichtlich betrachtet, die heutige Form des ganzen Gebietes ein breiter, flacher Rücken mit NS-Richtung, in dessen First der Große Graben eingesenkt ist. Ich selbst nehme aus verschiedenen Gründen, deren Darlegung mich hier viel zu weit führen würde, an, daß es sich im wesentlichen um eine große Aufwölbung handelt. Ihre Entstehung hatte natürlich auch eine durchgreifende Veränderung der Entwässerung des Landes zur Folge. Es bildete sich durch Anstauung das gewaltige und im Verhältnis zu seiner horizontalen Ausdehnung so flache Becken des Victoriasees. Doch auch hier ging die Formveränderung des alten, starren Landes nicht ohne Bruchbildungen vor sich. Die verhältnismäßig recht bedeutende Tiefe von 82 m findet sich dicht am Ostufer des Sees, nordwestlich von der britischen Station Karungu. Hier konnte ich auch ein größeres, bisher unbekanntes Vorkommen jungvulkanischer Massen feststellen. Das Westufer des Sees zeigt übrigens viel deutlicher Störungen. Zahlreiche junge, nordsüdlich streichende Brüche treten in der Quarzitregion bei Bukoba und südlich davon auf. Aber wir sind hier wohl an der Grenze einer anderen, westlich gelegenen Aufwölbung, mit der eine Reihe weiterer Bruchbildungen verknüpft sind. In ihre höchsten Teile ist der Kivu eingesenkt. Zwischen diesen beiden großen Aufwölbungen blieb das Becken des Victoriasees als flache Mulde, einem Graben kaum vergleichbar, zurück.

Es spricht manches dafür, daß die Aufwölbung der Region des Großen Grabens, daß sogar ein erheblicher Teil der vulkanischen Ergüsse älter ist als der Graben selbst. Aber man wird den einzelnen Ergüssen über sehr große Räume hin nachgehen und auch sonst noch viele genaue Untersuchungen anstellen müssen, um die Altersfolge der verschiedenen Vorgänge mit einiger Sicherheit zu ermitteln. Auch aus diesem Grunde sind sorgfältige Untersuchungen einzelner jungvulkanischer Gesteine des Gebietes, wie die hier folgenden, sehr zu begrüßen.

Mit der eben berührten Frage steht in engem inneren Zusammenhang die nach der Entstehung jener über so weite Hoch-

flächen hin ausgebreiteten vulkanischen Decken, auf die zuerst Gregory eingehend hingewiesen hat. Er nimmt an, daß diese Ebenen, zu denen u. a. die oben erwähnte, Kapiti benannte gehört, nicht durch Ausbrüche längs großer Spalten entstanden (also keine Massenausbrüche im Sinne Richthofen's sind), sondern durch „Plateaueruptionen". Er meint, daß sich zunächst ein Netzwerk von Linien geringsten Widerstandes in diesem Stück der Erdkruste allmählich gebildet habe. An ihren Kreuzungspunkten kam es zur Entstehung zahlreicher aber kleiner vulkanischer Schlote. An und für sich halte ich es sehr wohl für möglich, daß Ergüsse aus vielen kleinen, freilich ebensosehr solche aus weniger zahlreichen, recht großen Ausbruchszentren imstande sind, solche Decken zu erzeugen; aber die besondere Natur unseres Gebietes läßt es geboten erscheinen, der Ausschaltung von Spaltenergüssen kritisch gegenüberzustehen. Kommen doch hier so viele große Parallelbrüche, zum Teil in einander schneidenden Systemen[1] vor. Sicherlich sind im Verlauf der ganzen Brüche Punktreihen oder Linien nicht allzu selten, die dem Magma eine Pforte wurden. Das erscheint mir nicht einmal dann ausgeschlossen, wenn etwa die Bildung des Großen Grabens sich durch Überschiebungen, von beiden Seiten her auf die Scholle der Grabensohle, vollzogen haben sollte, nicht durch normale Verwerfungen.

Spaltenergüsse dürften zwar keineswegs das Vorkommen von Tuffen, zumal von brecciösen, ausschließen. Aber immerhin wird die Untersuchung der Verbreitung der Tuffe, ihrer Zusammensetzung, ihrer Verwandtschaft mit gewissen Laven zur Klärung unserer Vorstellungen von der Entstehung der großen Decken beitragen können. Auch aus diesem Grunde ist mir die sorgfältige Untersuchung der wenigen von mir an der Ugandabahn gesammelten Tuffe und Laven sehr erfreulich.

Die Fundstellen.

Bei Muhoroni nähert sich, wie die oben mitgeteilten Beobachtungen ergeben, das vulkanische Land dem Victoriasee auf etwa 50 km. Vereinzelte Vorkommnisse reichen allerdings viel weiter westwärts. So steht dicht bei Kisumu, gegenüber von Port Florence, Phonolit an; an dem Karando-Hügel, gleich nördlich von Kisumu, ist dies Gestein zweimal gefunden worden. Ich glaube nicht, daß diese Stelle schon in Beziehung zu dem großen Elgon-Vulkan (4313 m) im Norden zu setzen ist. Wir sind hier noch 100 km von seinem Fuß. Etwa ebensogroß nach SW hin ist von Kisumu die Entfernung zu dem bereits erwähnten vulkanischen Gebiet rings um die Station Karungu am See. Von der Insel Kiua bis zur Gurukire-Bucht, auf etwa 25 km von N nach S, mindestens 6 km

[1] Als Beispiel nenne ich das SW—NO-System des Njarasa-Grabens.

landeinwärts, erstreckt sich ein durch seine Formen und die Färbung des Gesteins auffallend von der Umgebung abweichendes Gebiet. Die letztere dürfte nördlich aus alten Schiefern bestehen; südlich haben wir Granit. Die Pyramideninsel, 21 km von der Küste entfernt, scheint auch zum vulkanischen Gebiet zu gehören.

Bei Karungu, 1 km landeinwärts von der Station sind die Proben 4, 5, 6 (Nephelinit und Übergang zum Nephelinbasalt)[1] ganz dicht beieinander geschlagen worden. Von den benachbarten, bis zu 400 m über den Seespiegel sich erhebenden Kegelbergen aus, deren einer noch einen gut erhaltenen Krater besitzen soll, haben die Laven die Ebene aufgebaut; sie liegt heute etwa 30 m über dem Wasserspiegel. Ich habe außerdem am Steilufer des Sees grobe Brockentuffe und feinere Tuffe festgestellt. An den beiden Hügeln dicht am Ufer, deren nördlicher vom Stationsgebäude eingenommen wurde, ließen sich ebenfalls grobe Tuffe feststellen.

Die weiteren Fundstellen zähle ich von W nach O auf. Von Muhoroni (siehe oben) westwärts läßt sich von der Ugandabahn aus jungvulkanisches Gestein überall deutlich erkennen. Bei der Station Fort Ternan las ich aus dem Bahnschotter die Probe 7, Nephelinbasalt, während eines kurzen Aufenthalts des Zuges auf. Da überall in der Nähe der Bahntrace festes, zur Herstellung von Schotter geeignetes Gestein vorkommt, zweifle ich nicht, daß das Gestein der Probe 7 nahe bei der Station ansteht.

8 km oberhalb Fort Ternan ließen sich vom langsam steigenden Zug aus graue Tuffe mit großen Einschlüssen erkennen. Wieder 8 km ostwärts hatte man einen weiten Überblick über das hügelige Bergland, an dessen Hängen fast überall deutlich horizontale und schwach westwärts einfallende Lavabänke hervortraten. Hier, in ziemlich regenreichem Gebiet — wir sind aber noch in der Busch- und Baumsteppe — sind die Schluchten der in den Nyondo-Fluß mündenden Bäche tief eingeschnitten.

Bei der Station Lumbwa treten wir bereits in zusammenhängenden Wald, allerdings zunächst in Trockenwald, der erst 14 km weiter östlich in Regenwald übergeht. Bei Lumbwa sammelte ich die Proben 1 (Pantellerit), 3 (Nephelinbasanit), 8 (phonolithartigen Tuff) und 13 (Asche). Sämtliche Proben sind aus kleineren Blöcken des ganz in der Nähe anstehenden Gesteins geschlagen. Übrigens kommen 1 km von der Station entfernt heiße Quellen vor.

Nun wird die Hochfläche immer ebener. In fast unmerklicher Steigung überwindet die Bahnlinie ihren höchsten Punkt, den

[1] Um Verwechslungen zu vermeiden, führe ich hier jeweils die Bestimmungen des Herrn Goldschlag an.

Summit. Soweit der Blick reicht über die mit kurzem Gras bedeckten Matten (Wald tritt nur in Inseln auf), fällt er auf keine den Standpunkt wesentlich überragende Höhe. Daß solche höheren Punkte aber vorkommen, nach N und S in etwa 12 km Entfernung, erwähnte ich oben. Bis zur Station Molo haben wir uns schon wieder etwas gesenkt. Die Formen sind aber noch die gleichen geblieben; nur die Waldbedeckung tritt reichlicher auf. Von einem sanften Hang dicht bei der Station stammen die Proben 9 und 10 (phonolithartiger Tuff), 11 (palagonitähnlicher Tuff) und 12 (Asche).

Eine einzige Probe ist weit östlich des Großen Grabens entnommen. Die Station Athi River (500 km von Mombasa, 1478 m) liegt in der Athi-Ebene, da wo der Athi-Fluß, etwa 15 m tief eingeschnitten, von der Ugandabahn überbrückt wird. Die Athi-Ebene ist die unmittelbare nordwestliche Fortsetzung der Kapiti-Ebenen (siehe oben), ihnen völlig gleichartig. Ich sammelte Probe 2 (trachytoiden Phonolith) am oberen Rand der Athi-Schlucht. Es ist also das Gestein oder eines der Gesteine, aus dem diese riesigen, oft tischebenen Flächen bestehen. Auf 5 km in die Runde läßt sich oft nicht die geringste Neigung, keine noch so sanfte Bodenwelle erkennen. Darüber hinaus glaubt man niedrige, sanft geböschte Hügelzüge zu erkennen. Die ganz wenigen, bis zu zwei Kubikfuß großen Steinblöcke, jungvulkanisches Material, die man gelegentlich in der Nähe der Bahn auf der Steppe liegen sieht, sind wohl durch den Bahnbau dorthin verschleppt. Die Vegetation ist hier den geringen Niederschlägen zur Folge ziemlich dürftig, nur dünnstehendes Gras mit wenigen Kräutern, oft so weit man sehen kann, kein einziger Baum und Strauch. Wir sind in dem berühmten, jagdgesetzlich geschützten Weidegebiet unzähliger Antilopen, Zebras, Straußen.

Die nachfolgende Untersuchung der Gesteinsproben wird ein reiches Vergleichsmaterial gewinnen, wenn erst die Beschreibung der rund 300 Proben jungvulkanischer Gesteine, die Jaeger und ich 1904 am Südende des Großen Grabens, an der Ostafrikanischen Bruchstufe und im Gebiet zwischen ihr und dem Kilimandjaro und Meru sammelten, veröffentlicht wird. Herr Dr. L. Finckh hatte bereits die Freundlichkeit, eine Anzahl eingehender Beschreibungen und Bestimmungen des ganzen Materials fertigzustellen. Leider bin ich mit meinem Teil der Arbeit noch im Rückstand. Auch das Material, was ich 1910 an der Bruchstufe sammelte, wird dazu beitragen, das geologische Bild des großen jungvulkanischen Gebietes in einigen Zügen klarer zu gestalten.

Tübingen, März 1912.

Ueber ein neues chromhaltiges Magnesiumhydroxycarbonat.

Von Dr. Laura Hezner in Zürich.

Durch Herrn F. J. Ernst Carrol in Neuchâtel wurde dem Mineralogisch-petrographischen Institut der eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich ein nahezu monomineralisches Gestein zur chemischen Untersuchung überbracht. Dasselbe stammt aus Dundas an der Westküste Tasmaniens und ist dort mit einem schönen, leuchtend grünen Serpentin verknüpft, der zahlreiche, etwa erbsengroße Körner von Chromit umschließt. Der Serpentin gehört dem dort steil aufgerichteten Präcambrium an und hat im Liegenden Quarzite, im Hangenden granatführende Zoisitamphibolite. Das zur Untersuchung vorliegende Gestein (zwei von Rutschflächen begrenzte linsenförmige Stücke) ist von lila Farbe (nach Radde's internationaler Farbenskala Kardinalton 22 violett, m) und besteht fast ganz aus einem schuppigen, glimmerähnlichen Mineral, das an Lepidolith erinnert. Doch ist die Spaltbarkeit eine weniger vollkommene und der Glanz weniger lebhaft, etwas ölig. Zwischen den // angeordneten Schüppchen liegen, sporadisch und ohne scharfe Grenzen in das Gesteinsgewebe übergehend, Knöllchen des grünen Serpentins. Es sieht aus, als ob die violette Masse aus ihm hervorgegangen wäre. Diese Annahme wird dadurch bestätigt, daß die Chromitkörner des oben erwähnten Serpentins sich ganz oder teilweise in eine ähnliche, nur feinere, violette Substanz umgewandelt haben. Außer den Serpentinknöllchen sind im lila Gestein noch kleine, nur mit der Lupe beim Zerkleinern wahrnehmbare Chromitkörnchen vorhanden.

Das violette Gestein und der es begleitende Serpentin sind der quantitativen chemischen Analyse unterworfen worden, die folgende Resultate ergab:

	I. Serpentin	II. Violettes Gestein
SiO_2	38,70	3,87
TiO_2	—	—
CO_2	—	10,45
Al_2O_3	—	—
Cr_2O_3	3,60	20,44
Fe_2O_3	—	—
FeO	2,54	1,10
MnO	—	—
CaO	—	—
MgO	40,75	37,12
H_2O (120 —)	0,81	0,95
H_2O (120 +)	14,01	26,31
	100,41	100,24
Spez. Gew.	2,53	2,16

Der geringe Kieselsäuregehalt der Analyse II wird den Serpentinknöllchen zugeschrieben werden müssen und ist zugleich ein Maß für die noch vorhandenen Serpentinreste. Das Eisenoxydul wurde auf Chromit verrechnet. So ergab sich folgende Gesteinszusammensetzung: 3,2 $H_4Mg_3Si_2O_9$ Serpentin, 1,5 $FeCr_2O_4$ Chromit, 23,8 ($MgCO_3$, 2,5 $Mg(OH)_2$, $Cr(OH)_3$, 2 H_2O) violettes, schuppiges Mineral = chromhaltiges Mg-Hydroxycarbonat oder 11,23 % Serpentin, 5,26 % Chromit und 83,51 % Mg-Hydroxycarbonat.

Berechnet man aus der so gefundenen Gesteinszusammensetzung zur Probe die für die aufgestellten Formeln erforderlichen Gewichtsprozente zurück, so ergeben sich die folgenden Werte:

SiO_2 . . .	3,87	FeO . . .	1,08
CO_2 . . .	10,48	MgO . . .	37,25
Cr_2O_3 . . .	20.43	H_2O . . .	26,89

Die Übereinstimmung mit den gefundenen Werten ist eine so gute, daß die Richtigkeit des Ergebnisses dadurch wohl gesichert ist. Das violette schuppige Mineral gehört demnach unter die Magnesiumhydroxycarbonate und hat die Formel $2MgCO_3 \cdot 5Mg(OH)_2 \cdot 2Cr(OH)_3 \cdot 4H_2O$, woraus sich die folgende theoretische Zusammensetzung berechnen läßt:

MgO	38,06
Cr_2O_3 . . .	20,65
H_2O	29,34
CO_2	11,95
	100,00

Das Hervorgehen des Minerals aus dem Serpentin setzt eine vollständige Verdrängung der Kieselsäure voraus, die durch CO_2 und H_2O ersetzt wird. Damit ist eine starke relative Anreicherung an Cr verbunden, während der Mg-Gehalt annähernd konstant bleibt.

Unter den bekannten Magnesiumhydroxycarbonaten hat das Mineral die größte Analogie mit dem Brugnatellit $MgCO_3 \cdot 5Mg(OH)_2 \cdot Fe(OH)_3 \cdot 4H_2O$. Derselbe ist ebenfalls ein lamellares Mineral von glimmerartigem Habitus, das zwischen serpentinisiertem Peridotit gefunden worden ist. Bei dem tasmanischen Fund ist aber das Eisen vollständig durch Chrom vertreten und die Mengenverhältnisse zwischen dem Carbonat, den Hydroxyden und dem Wasser sind 2 : 5 : 2 : 4 statt 1 : 5 : 1 : 4. Der Brugnatellit ist nur von einer einzigen Lokalität (Torre Santa Maria b. Ciappanico, Lombardei) bekannt. Es fehlt also die Breite der Erfahrung, welche die sichere Feststellung erlaubte, ob die Mischungsverhältnisse seiner einzelnen Komponenten wirklich konstant sind oder in gewissen Grenzen variieren können. In diesem Fall würde in unserem tasmanischen Mineral ein Chrom-Brugnatellit vorliegen.

Zum Schlusse möchte ich noch dem Leiter des mineralogisch-petrographischen Instituts, Herrn Prof. Dr. U. Grubenmann, für die Überlassung des schönen Materials meinen besten Dank aussprechen.

Zürich, mineralog.-petrograph. Institut.

Ueber ein neues Vorkommen von Leucitophyr und Leucitophyrbreccie im Kaiserstuhl.

Von **J. Soellner** in Freiburg i. Br.

Unter den phonolithischen Gesteinen des Kaiserstuhls begegnet seit langer Zeit ein Vorkommnis besonderem Interesse, das ausgezeichnet ist durch zahlreiche bis erbsengroße Einsprenglinge von Leucit (resp. Pseudomorphosen von Analcim nach Leucit). Es ist das der allen Kaiserstuhlbesuchern bekannte Gang von Leucitophyr, der das Tephritagglomerat des Eichberges bei Oberrotweil durchbrochen hat. Dieses Vorkommen wurde gerade vor 100 Jahren im Jahre 1812 von Selb [1] aufgefunden und es war bis heute der einzige Leucitophyr mit makroskopischen Leuciten im Kaiserstuhl. Nur mikroskopisch hat Rosenbusch [2] Leucit in der Grundmasse des durch seinen Ittnerit und Skolopsit bekannten Phonoliths vom Steinriesenweg bei Oberbergen im Kaiserstuhl nachgewiesen, der von ihm daher zu den Leucitophyren gestellt wird und ein Bindeglied darstellt von den Leucitophyren zu den eigentlichen Phonolithen hin.

Trümmergesteine aus Leucitophyr — wie überhaupt aus Phonolithmaterial — waren dagegen bisher aus dem Kaiserstuhl so gut wie unbekannt. Von Knop [3] wird zwar das Auftreten von Phonolithtuff aus der Gegend von Schelingen angeführt, es handelt sich hierbei aber um ein sehr zweifelhaftes Vorkommen. Knop (p. 240) schreibt selbst: „ob das Material dieses Gesteins wirklicher Phonolithtuff ist, d. h. unter der Wirkung von Wasser umgewandeltes Auswurfsmaterial von phonolithischen Eruptionen, ist mit Sicherheit nicht weiter erkennbar, etc.“ Ebenso weist Graeff [4] darauf hin, daß „Trümmergesteine aus anderem als basaltischem Material im Kaiserstuhl nicht mit Sicherheit nachgewiesen sind.“

Bei meinen geologischen Aufnahmen im Kaiserstuhl gelang es

---

[1] Mineralog. Studien von Leonhard u. Selb. Nürnberg. 1812. **1.** p. 54 und Leonh. Taschenbuch IX. 1815. **2.** p. 359.

[2] Rosenbusch, H.: Mikroskop. Physiogr. 4. Aufl. **2**, 2. p. 983.

[3] Knop, A.: Der Kaiserstuhl i. Breisgau. Leipzig 1892. p. 240.

[4] Graeff, F.: Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges. Mitteilg. d. bad. geol. L.-A. **2.** Heidelberg 1890.

mir nun, ein weiteres und ziemlich ausgedehntes Vorkommen von Leucitophyr mit makroskopischen Leuciten aufzufinden, das zudem hauptsächlich in Form einer Eruptivbreccie entwickelt ist. Dieser neue Fundort liegt ganz am Westrande des Kaiserstuhles, am Burgberg bei Burkheim. Der Burgberg, 249,3 m, liegt ca. 500 m in westnordwestlicher Richtung von dem Städtchen Burkheim entfernt. An seinem Südfuß zieht der Weg von Burkheim nach Sponeck entlang. An den West- und Südhängen des Burgberges sind hauptsächlich tephritische Agglomerate entwickelt, wie sie auf der ganzen Strecke zwischen Burkheim und Sponeck in zahlreichen Steinbrüchen aufgeschlossen sind. Unmittelbar am Südfuße des Burgberges nun, ca. 350 m nordwestlich von der Ruine Burkheim steht in einer schwach muldenförmigen Vertiefung des mit Gras bewachsenen Berghanges ein hellschmutziggelbes phonolithisches Gestein an, das bei näherem Zusehen sich als Leucitophyr erkennen läßt. Das Gestein verwittert zum großen Teil sehr leicht, der Hang ist daher stark mit erdigem hellgelbem Verwitterungsgrus bedeckt. Der Leucitophyr läßt sich in horizontaler Richtung längs des Feldweges nach der Sponeck auf eine Entfernung von 50 m verfolgen, am Hang aufwärts reicht er ca. 10—15 m in die Höhe. Am oberen Ende des Vorkommens schneidet der Leucitophyr scharf gegen höher am Hang anstehende Felsen von Tephritagglomerat ab. Die Grenze zwischen beiden Gesteinen ist gut aufgeschlossen, sie verläuft ungefähr in h. 6 obs. und fällt fast senkrecht ein. In der Leucitophyrbreccie findet man häufig dunkle nuß- bis kopfgroße Einschlüsse von Tephrit von der gleichen Beschaffenheit wie das Material des Tephritagglomerates, dagegen ist umgekehrt in dem Tephritagglomerat nie eine Spur von Leucitophyr eingeschlossen. Der Leucitophyr ist also unzweifelhaft jünger als das Tephritagglomerat. Nach dem geradlinigen Verlauf der oberen Grenze des Leucitophyrvorkommens dürfte wohl anzunehmen sein, daß es sich um eine gangförmige Durchsetzung des Tephritagglomerates handelt. Die untere Grenze des Leucitophyrs ist leider nicht aufgeschlossen. Der Gang muß eine Mächtigkeit von mindestens 20—30 m besitzen. Daß es sich etwa um eine schlotförmige Durchsetzung handeln würde, ist nach den sonst im Kaiserstuhl auftretenden Verhältnissen wenig wahrscheinlich. Die Gangausfüllung besteht wie schon erwähnt nicht aus einer kompakten Leucitophyrmasse, wie z. B. bei dem Gang vom Eichberg bei Oberrotweil, sondern die Ausfüllung ist im wesentlichen in Form einer Leucitophyrbreccie entwickelt. Die einzelnen Leucitophyrbröckchen, die die Breccie zusammensetzen, erreichen im Handstück Dimensionen von 0,5 cm bis 10 cm Durchmesser. Draußen an Ort und Stelle sieht man sie in allen Größen bis zu 0,5 m und 1 m Durchmesser. Die kleineren Brocken zeigen gewöhnlich unregelmäßig eckige Gestalt, unter den großen findet man häufig

solche von ellipsoidischer Form mit schaliger Absonderung. Die einzelnen Leucitophyrbrocken zeigen sehr verschiedenen Erhaltungszustand. Viele namentlich unter den größeren sind außerordentlich frisch und besitzen dann eine dunkel graugrüne Farbe. Die meisten Brocken jedoch sind mehr oder weniger stark zersetzt und zeigen vorwiegend eine rötlichgraue, graugelbe bis schmutziggelbe Farbe. Die ganze Breccie sieht daher hellschmutziggelb gefärbt aus. Neben Leucitophyrmaterial kommt, wie schon erwähnt, namentlich in der Nähe gegen die obere Ganggrenze untergeordnet Tephrit als Einschluß in der Leucitophyrbreccie vor. Alle Brocken sind durch feinstaubiges Leucitophyrmaterial und durch Carbonate miteinander verkittet. Die Breccie ist oft von zahlreichen höchstens 1 mm dicken weissen Adern von Carbonaten durchzogen, oft sind auch die einzelnen Eruptivbrocken vollständig von einem dünnen Carbonatmantel eingehüllt.

In den ganz großen Blöcken ist der Leucitophyr namentlich in den Kernpartien der Blöcke sehr frisch und fest und zeigt eine dunkelgraugrüne Farbe. Makroskopisch treten vor allen Dingen reichlich 2—4 mm große erbsengelbe Einsprenglinge von Leucit hervor. Daneben sieht man unter der Lupe noch sehr viele winzig kleine Leucitkriställchen, alle von grauweißer Farbe und fettigem Glanz auf der Bruchfläche. Durch diese erscheint das Gestein unter der Lupe wie fein weiß punktiert. Die großen Leucitkristalle sind schon vollständig in Analcim umgewandelt, ob die kleinen, ist noch zweifelhaft. Ist der Leucitophyr schon mehr oder weniger stark zersetzt, so hat der Leucit ein porzellanartig weiß-trübes Aussehen. Er hebt sich dadurch viel deutlicher von dem Untergrund ab. Nächst dem Leucit fallen noch zahlreiche bis 1 mm große rötlich gefärbte meist sechseckige Durchschnitte von Hauyn auf. An dunklen Gemengteilen sind makroskopisch viele dunkle Pyroxensäulchen, ferner kleine schwarze Melanitkriställchen zu erkennen. Außerdem treten überall fein verteilt wasserklare spätige Partien von Kalkspath auf, die ganz den Eindruck erwecken, als würden sie miarolithische Hohlräume erfüllen. Die mikroskopische Untersuchung ergibt, daß das Gestein bei holokristallin-porphyrischer Struktur folgende Zusammensetzung zeigt: Zahlreiche idiomorph begrenzte Einsprenglinge von Leucit, Hauyn, Ägirinaugit, mäßig viel Melanit und spärlich Reste von Melilith liegen in einer anscheinend panidiomorph-körnigen Grundmasse. Diese setzt sich u. d. M. zusammen aus idiomorphen Leucitdurchschnitten, aus schwach gelb gefärbten Durchschnitten von Hauyn, kleinen oft schlecht ausgebildeten Ägirinaugitkriställchen, spärlich winzig kleinen Leistchen von Sanidin und geringen Mengen von Nephelin. Sanidin und Nephelin verstecken sich so sehr in der Grundmasse, daß sie erst bei starker Vergrößerung einigermaßen deutlich zu erkennen sind. Sanidin fehlt übrigens unter den Einsprenglingen vollständig.

Von accessorischen Mineralien sind zu erwähnen: Schwarze Erzkörnchen, Apatit in kleinen Säulchen und spärlich Titanit in charakteristischen spitzrhombischen Durchschnitten. Carbonate treten als Hohlraumausfüllungen auf. Eine eingehende mikroskopische Beschreibung und chemische Charakteristik dieses interesanten Leucitophyrvorkommens erfolgt demnächst an anderer Stelle.

Freiburg i. Br., den 23. Juli 1912.

Ueber die Anwendung der Phasenregel auf die Gesetze der Mineralassoziation.

Von **V. M. Goldschmidt** in Kristiania.

Die Phasenregel läßt sich in einer spezialisierten Form [1] direkt auf die Assoziationsgesetze der Mineralien anwenden, wie ich vor einiger Zeit gezeigt habe, unter anderem in zwei Aufsätzen in chemischen Zeitschriften [2]. Bei einer Besprechung [3] dieser Darlegungen bringt Herr Brauns einige Bemerkungen, die ich nicht unwiderlegt lassen möchte.

Herr Brauns meint, daß solche Gesetze sich nur auf Grund experimenteller Untersuchungen erschließen lassen und zitiert als Stütze seiner Anschauungen einen Ausspruch von A. Day: „daß die vollständige Entwicklung eines Dreikomponentensystems von dem Standpunkt genauer Messungen eine Riesenaufgabe bietet."

Es scheint mir, daß Herr Brauns hier zwei Seiten der Wissenschaft von der Mineralbildung verwechselt, einerseits die apriorisch gültigen thermodynamischen Gesetze, die darauf anzuwenden sind, anderseits die synthetische Erforschung der Spezialfälle.

Es ist mir natürlich bekannt, daß die experimentellen Untersuchungen von Silikaten bei hohen Temperaturen eine sehr schwierige Arbeit bedeuten, aber gerade deshalb ist es notwendig, sich nicht auf reine Empirie zu beschränken (wie dies Herr Brauns vorschlägt), sondern die allgemeinen Gesetze der Thermodynamik möglichst weitgehend auf Mineralogie und Petrographie anzuwenden.

Die Gültigkeit der Phasenregel (wie jedes anderen aus den Hauptsätzen der Wärmetheorie abgeleiteten Gesetzes) ist völlig unabhängig von dem jeweiligen Präzisionsgrad der experimentellen Prüfung.

---

[1] Die maximale Anzahl n der Mineralien, die bei beliebigem Druck und beliebiger Temperatur außerhalb der Umwandlungspunkte stabil neben der gesättigten Lösung existieren können, ist gleich der Anzahl n der Einzelkomponenten (Stoffe), in welche die Mineralien zerlegt werden können. Als Anzahl der Stoffe ist die Minimalanzahl unabhängig Variabler zu wählen.

[2] Zeitschr. f. anorg. Chemie. 1911. **71.** 313, u. Zeitschr. f. Elektrochemie. 1911. **17.** 686.

[3] N. Jahrb. f. Min. etc. 1912. I. -216-.

Es handelt sich um einen ganz analogen Fall, wie etwa bei folgendem Beispiel aus der geometrischen Kristallographie.

Niemand zweifelt daran, daß sich aus der Voraussetzung der rationalen Achsenabschnitte die 32 Symmetrieklassen der Kristalle ableiten lassen, selbst wenn niemals ein einziger Kristall goniometrisch untersucht wäre, und niemand wird erwarten, daß mit fortschreitender Verfeinerung der goniometrischen Methoden etwa eine 33. Symmetrieklasse entdeckt werden kann.

So liegt auch der Fall bei der rein thermodynamischen Behandlung der Mineralassoziation und ihrer Prüfung durch Petrographie und Mineralsynthese. Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die allgemeinsten Gesetze stabiler Mineralassoziation in der mineralogischen Phasenregel eindeutig enthalten sind.

Die experimentellen Untersuchungen geben uns nur (sehr erwünschte) Daten über die Temperatur-Druck-Bedingungen, welche den einzelnen Mineralkombinationen zukommen, und zeigen daneben, wie auch labile Kombinationen durch Umwandlungsträgheit einige Zeit bestandfähig sind (letzterer Fall kommt in der Natur ebenfalls mitunter vor, bespielsweise bei den Modifikationen des Titandioxyds).

Ein analoger Satz wie die mineralogische Phasenregel ist schon 1908 [1] ausgesprochen worden, allerdings nur für den Spezialfall der Kristallisation aus homogenen Schmelzen. Die Anwendung der Phasenregel auf Mineralkombinationen ganz beliebiger Entstehungsweise scheint mir demgegenüber ein nicht unwesentlicher Fortschritt zu sein. Dadurch werden nämlich die Kontaktgesteine und kristallinen Schiefer der physikalisch-chemischen Deutung zugänglich. Diese Anwendbarkeit glaube ich bei meinen Studien über die Kontaktprodukte des Kristianiagebiets hinreichend gezeigt zu haben.

Wir sind in der Lage, wenn wir moderne petrographische Methoden anwenden, den Mineralbestand eines Gesteins einwandfrei zu bestimmen, und haben dadurch Gelegenheit, die Verifizierung der Phasenregel zu prüfen, indem dieselbe die maximale Anzahl stabil koexistierender Mineralien aus bestimmten Stoffen angibt.

Diese Prüfung ist hier viel günstiger als bei den meisten Produkten der Mineralsynthese, da durch die langsamere Entstehung einerseits die Wahrscheinlichkeit labiler Zustände sehr vermindert wird, anderseits die größeren Dimensionen der Einzelkristalle ihre Bestimmung erleichtert.

Und bezüglich dieser Prüfung kann ich ja, ganz abgesehen von meinen eigenen Untersuchungen, auf das Material hinweisen,

---

[1] Le Chatelier, Leçons sur le Carbone. p. 334. Herr Prof. F. Haber war kürzlich so freundlich, mich darauf aufmerksam zu machen.

das in der neueren petrographischen Literatur gesammelt ist, soweit es sich um Gesteine einheitlicher, langsamer und abgeschlossener Entstehung handelt. Von den seltenen Ausnahmen erwiesen sich solche, die ich nachprüfen konnte, als zu Unrecht bestehend.

Demnach scheint mir für den Einwand des Herrn R. Brauns kein triftiger Grund vorzuliegen.

Besprechungen.

C. Doelter: Handbuch der Mineralchemie. **1.** 5. Lieferg. Dresden und Leipzig bei Theodor Steinkopff. 1912. p. 641—800. Mit vielen Abbildungen und Tabellen.

Diese Lieferung enthält die Fortsetzung der Silikatschmelzen vom Herausgeber, deren Betrachtung in der vorhergehenden Lieferung schon begonnen hatte. Speziell ist behandelt der Schmelzpunkt und seine Bestimmung, die Heizmikroskope, allgemeines über Temperaturmessungen und Pyrometer, Resultate der Schmelzpunktsbestimmungen, Sinterung, Einfluß des Drucks auf den Schmelzpunkt der Silikate, Unterkühlung, Kristallisationsgeschwindigkeit, Kristallisationsvermögen der Silikate, spezifische Wärme der Silikate, Schmelzwärme, Allgemeines über elektrolytische Dissoziation der Silikatschmelzen, Leitfähigkeit fester Silikate, Viskosität der Silikatschmelzen, Allgemeines über die Schmelzpunkte von Mischungen mehrerer Komponenten, Schmelzpunktskurven einfach zusammengesetzter Silikate, ternäre Systeme, Schmelzkurven von komplexen Silikaten, ternäre Systeme bei Mineralien, natürliche Eutektika, die Schmelzpunkte isomorpher Mischungen, Anwendung der Phasenlehre auf die Eruptivgesteine, Struktur der Eruptivgesteine, Differentiation. Die Betrachtung der Silikatschmelzen wird in der folgenden Lieferung von demselben Verfasser noch weiter fortgesetzt und zum Abschluß gebracht werden.

Max Bauer.

Personalia.

Ernannt: Dr. **L. Milch**, a. o. Professor für Mineralogie in Greifswald zum Ordinarius daselbst.

Gestorben: Dr. **Rud. Hoernes**, Professor für Geologie und Paläontologie, in Graz.

Druckfehlerberichtigung.

Dies. Centralbl. 1912 p. 489 Zeile 12 v. u. lies (2,208) statt (2,28).

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. Oktober 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1912. No. 19.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Ueber einen anorthositischen Gneis am Eidsfjord.

Von J. Koenigsberger in Freiburg i. B.

Mit 1 Textfigur.

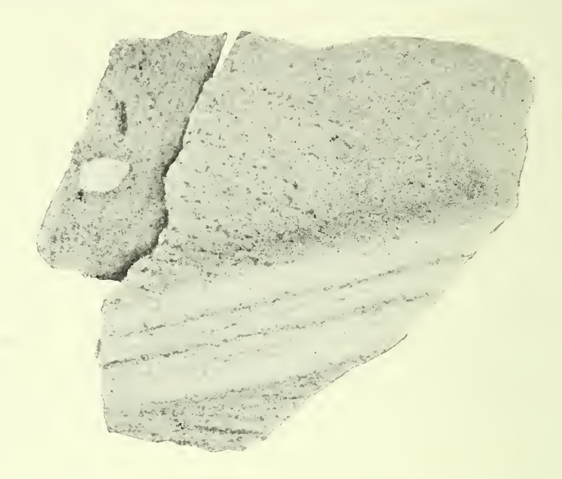
Das Vorkommen einer anorthositisch-gabbroitischen, vermutlich postsilurischen Aufschmelzungszone bei Tromsö, Narvik etc. hat der Verf. a. a. O. diskutiert[1].

Noch auffallender ist der anorthositisch-gabbroitische Charakter des großen, sicher präcambrischen, vielleicht präalgonkischen Gneisgebiets von Eidsfjord. Unter der Granitdecke des Hardanger Jökul (das ganze Gebiet ist eingehend von H. Reusch[2], K. O. Björlykke, J. Rekstad studiert worden), liegen Phyllite, die als norwegisches Silur bezeichnet werden und an der Basis Kalkschichten enthalten, unter diesen der Blauquarz, unter diesem wieder schwarze Phyllite, die durch *Dictyonema flabelliforme* als oberes Cambrium sichergestellt sind. Diese autochthonen Sedimente liegen mehr oder minder diskordant auf einer pene plain, die kurz vor der Ablagerung des Cambriums von schwachen tektonischen Bewegungen erfaßt sein muß. Die Unterlage bildet zwischen Rambedaalskaakye bis nach Fossli ein echter, wohl bei der Überschiebung infolge Seitendruck etwas gepreßter Granit, der zuweilen aplitische und pegmatitische Gänge und Injektionszonen aufweist. Ob diese Injektionszonen nach der Erstarrung des Granits entstanden oder ob Gneisträmmer vom Granit aufgenommen oder ob eine Gneisrandzone des Granits vorliegt, vermag ich nicht anzugeben; die Aufschlüsse sind gerade bei 800 m nicht so zahlreich wie oben oder unten. Wenn man weiter unten die Straße von Fossli nach Eidsfjord wandert, gelangt man, ohne daß eine tektonische Grenze leicht wahrnehmbar wäre, vom Granit in einen typischen, sehr gut aufgeschlossenen Orthogneis, der ziemlich frei von späteren Einflüssen

[1] Geolog. Rundschau. 3, p. 207. 1912.

[2] Norges Geologiske Untersögelse. Aarbog 1902. No. 34 und 36. 1903. Kristiania. Daß, wie Reusch, Björlykke und Brögger nach dem Vorgang von Törnebohm annehmen (?), der Granit und die Fetzen von Algonkian einer Decke angehören, ist wohl ganz sicher. Wegen der geringen Verwitterung, des Mangels an Vegetation und dem Fehlen späterer tektonischer Störung ist die Hardangerdecke vielleicht das schönste Beispiel einer Deckenüberschiebung, weit klarer als in den Alpen oder in Italien und noch übersichtlicher als in Schottland und in Jämtland.

geblieben ist. Merkwürdig ist nur, daß in diesem Gneis, der sich äußerlich nicht von andern sogen. Injektionsgneisen (im südlichen Schwarzwald oder sonst) unterscheidet, die feinen und groben Adern und Augen, also alle hellen Teile (vergl. Fig.), nicht einem granitischen Magma, sondern einem anorthositischen Magma (wohl der salischen Fazies des von C. F. Kolderup Mangerit genannten



Gesteins) entsprechen. Der Feldspat ist ein Andesin. Dieser Gneis kann also kein druck- oder regionalmetamorphes Gestein sein, denn der Kalkplagioklas zerfällt bei niederer Temperatur und Gegenwart von Wasser, sondern ist ein primärer Gneis von mangeritisch-monzonitischem Typus. Die Frage, ob zwischen dem Granit von Fossli und Finse und diesem anorthositischem Gneis eine scharfe, vielleicht tektonische Grenze oder ein Übergang besteht, verdient wohl eine genauere Untersuchung.

Disthen-, Sillimanit- und Staurolithführende Schiefer aus dem Krndija-Gebirge in Kroatien.

Von **M. Kišpatić**, Zagreb (Agram).

Mit 5 Textfiguren.

Das kristallinische Massiv des Krndija-Gebirges, aus dem ich unlängst ein Vorkommen von Brucitamphibolit beschrieben habe[1], besteht wesentlich aus Gneisen und Amphiboliten, während Glimmer- und Chloritschiefer eine untergeordnete Rolle spielen und Phyllite und Porphyroide nur an einigen Punkten im äußeren Mantel des Massivs vorkommen. Von Eruptivgesteinen kommen

[1] Dies. Centralbl. f. Min. etc. 1910. No. 5. p. 153.

untergeordnet nur Diabase, Andesite und Basalte vor. Im Bereiche der Phyllite habe ich unweit von der Ortschaft Kutjevo einen Gneis gefunden, den ich hier beschreiben will, da er sich in vielem von anderen Gneisen im Gebirge unterscheidet, während ich die übrigen Gesteine des Gebirges bei einer anderen Gelegenheit besprechen werde.

Wenn wir von den letzten Häusern von Kutjevo etwas über einen Kilometer im Bach „Velika rijeka" hinaufgehen, so werden wir am linken Bachufer anstehend steile Felsen von einem dunklen Gneis, der auf der Nordseite in ein lichtgestreiftes Gestein übergeht, treffen. Das Ganze umfaßt nur wenige Meter. Weiter bachaufwärts sind Phyllite in großer Menge entwickelt.

Das dunkle Gestein steht nach dem ganzen Habitus zwischen Gneis und Glimmerschiefer. An der gefältelten glänzenden Oberfläche sieht man mit freiem Auge 1—2 mm große Granate, ebenso große Blättchen von Biotit und etwas kleinere Blättchen von Muscovit. Quarz und Feldspat sind mit einer feinschuppigen Kruste von Muscovit resp. Sericit und Klinochlor bedeckt. An einzelnen Stellen sind 1—4 cm lange Linsen von Quarz, in welchen man einzelne Partien als Feldspat erkennen kann, entwickelt. An einigen Handstücken kann man noch winzige rote Körner von Staurolith mit freiem Auge sehen.

U. d. M. sieht man, daß das holokristalline Gestein feinkörnig ist, wobei sich nur einzelne Bestandteile durch Größe emporheben. Als Gemengteile erkennt man: Quarz, Feldspat, Muscovit, Biotit, Klinochlor, Disthen, Sillimanit, Staurolith, Granat, Turmalin, Zirkon, Rutil und organische Substanz. Der Menge nach variieren alle diese Gemengteile so stark, daß fast ein jedes Handstück u. d. M. ein anderes Bild zeigt. Im großen und ganzen kann man zwei Typen unterscheiden. Bei dem einen bildet Muscovit und Klinochlor die Hauptmasse des Gesteins; im dichten Gemenge dieser Gemengteile findet man teils feinere, teils größere Blättchen von Biotit eingestreut; Quarz ist hier in geringerer Menge und mit ihm in Gesellschaft Feldspat entwickelt. In diesem Gestein kommt Disthen in größerer Menge vor, während Staurolith und Sillimanit nur in einzelnen, meist kleineren Individuen vorhanden sind. Beim zweiten Typus sind Quarz und Biotit vorherrschend, während Feldspat der Menge nach stark variiert; Muscovit ist neben Biotit immer in geringerer Menge vorhanden, Klinochlor kann gänzlich fehlen. In diesem Gestein dominiert Staurolith, während Disthen selten und Sillimanit meist nicht zu sehen ist.

Quarz ist in kleinen unregelmäßigen Körnchen vorhanden und bildet immer zusammenhängende Aggregate. Quarz finden wir oft als Einschluß im Granat und Biotit, und selten in Staurolith. Im Quarz selbst kommt manchmal Staurolith als Einschluß vor.

Der nie fehlende und in verschiedener Menge vorkommende Feldspat erscheint in schönen Zwillingen nach dem Albitgesetz und in einfachen Individuen. Die einen wie die anderen gehören dem Andesin mit etwa 34 % An-Substanz an. An einem einfachen Individuum erhielt ich $\alpha' =$, $\gamma' >$ als bei Kanadabalsam. In Berührung mit Quarz (nach Becke) habe ich bei einfachen Individuen gefunden

in Parallelstellung . $\omega < \alpha'$, $\varepsilon < \gamma'$
in Kreuzstellung . . $\omega < \gamma'$, $\varepsilon \geq \alpha'$

An einen Albitzwilling mit einer Auslöschung von $14^0 : 17^0$ war die negative Bisektrix in 1 und 1' nahe in der Mitte zu sehen. Bei einem anderen Zwilling mit zentralem Austritt von α wurde die Auslöschungsschiefe von 17^0, bei einem zweiten in ähnlicher Lage die Auslöschungsschiefe von 14^0 gemessen. Feldspate sind im Gestein frisch und von Einschlüssen frei, sie kommen aber als Einschluß oft im Granat, Biotit und Staurolith vor.

Muscovit bildet in feinblätterigen Aggregaten größere oder kleinere Züge, manchmal in parallelen Verwachsungen mit Biotit. Die einzelnen Blättchen sind immer zu unterscheiden, werden aber auch von ansehnlicher Größe. Solche größere Blätter dringen oft unregelmäßig in Biotit ein. An einem größeren Muscovit wurde $2V = 42^0$, an einem anderen $2V = 38^0 20'$ gemessen (mit Schraubenmikrometerokular). An einem Blättchen aus dem sericitischen Aggregat wurde $2V = 26^0$ gefunden, aber es sind auch bedeutend kleinere Winkel zu finden.

Biotit erscheint in bedeutender Menge entweder in winzigen Blättchen zwischen Muscovit oder in größeren Blättern zwischen anderen Gemengteilen unregelmäßig eingelagert. Pleochroismus stark in blaßgelber und rotbrauner Farbe. Optisch zweiachsig; einmal wurde $2V = 19^0 30'$ gemessen, meist ist aber das Öffnen des Kreuzes so gering, daß man die Zweiachsigkeit kaum bemerken kann. Die größeren Blätter sind so erfüllt mit Einschlüssen, daß sie siebartig durchlöchert erscheinen. Als Einschluß findet man Quarz, Feldspat, Muscovit, Klinochlor und Staurolith.

Klinochlor ist nur in einzelnen Handstücken und dann in größerer Menge vorhanden. Parallel der basischen Spaltbarkeit erscheint er in kaum merkbarer grünlicher Farbe und senkrecht dazu farblos. Schiefe Auslöschung deutlich (bis 5^0); Zwillinge nach dem Glimmergesetz; parallele Verwachsung mit Biotit.

Granat erscheint in großen unregelmäßigen, fast farblosen Körnern. Führt große Einschlüsse von Quarz, Feldspat, Biotit, Muscovit und Turmalin.

Turmalin in hemimorphen Säulchen mit deutlichem Pleochroismus in braungelber (o) und blaßgelber (e) Farbe ist immer zu finden.

Zirkon in winzigen scharfen Kristallen und rundlichen Körnchen wurde hie und da getroffen.

Rutil kommt äußerst selten vor, und zwar nur in Gesellschaft von Biotit.

Disthen, der in manchen Handstücken in größerer Menge vorkommt, ist meist nach der Fläche M tafelförmig entwickelt. Schnitte nach der Fläche M zeigen deutliche Spaltrisse nach P, T und r. Die Spaltbarkeit nach T (010) ist nur durch einige kurze Risse charakterisiert. Nach P (001) sieht man feine Risse, die mit der Spaltbarkeit nach T einen Winkel von 94^0 resp. 86^0 (nach Bauer $P:T = 86^0 36'$) bilden. Schwach entwickelte Spaltrisse nach r(011) bilden mit den Rissen nach P einen Winkel von 37^0 (nach Bauer $P:r = 38^0 35'$). Längsschnitte parallel der Fläche T sind immer schmal und zeigen Spaltrisse nach M und P. Kurze und schmale Durchschnitte, die man nur an Schliffen senkrecht zur Schieferung zu sehen bekommt, besitzen Spaltrisse nach M und T mit einem Winkel $M:T = 75^0$ (Bauer $= 76^0$).

Disthene erreichen eine Größe bis 3 mm. Sie sind farblos. Die negative Bisektrix tritt auf M fast senkrecht aus. Die Achsenebene bildet mit der Spaltbarkeit einen Winkel von 30^0. Durchschnitte nach T und P löschen beinahe parallel aus. Einmal wurde mit dem Babinetschen Kompensator gemessen

$$\gamma - \alpha = 0{,}0154.$$

Zersetzungserscheinungen sind am Disthen oft zu sehen und manchmal führen sie zur vollständigen Verdrängung des ursprünglichen Minerals. Bei beginnender Zersetzung sieht man dünne Krusten von Sericit am Disthen, die sich dann bei fortschreitender Umwandlung in Sprünge hineindrängen und immer mehr und mehr ausbreiten. In diesem feinen Sericitaggregat sieht man manchmal einige Blättchen von Biotit, und bei einem Disthenkorn habe ich gesehen, wie sich Biotitblättchen allein — also ohne Sericit — durch einen Sprung hineindrängen, wobei sich die Biotitsubstanz ganz allmählich in Disthen verliert. Disthen ist meist einschlußfrei, nur manchmal findet man in ihm etwas abgerundete Zirkone (Fig. 1) und rundliche farblose, isotrope Körnchen, die wahrscheinlich dem Granat angehören.

Zwillingsbildungen sind nicht ganz selten. Einmal habe ich an einem stark zersetzten Korn vier Zwillingslamellen (Gleitflächen) nach P getroffen. Außerdem wurden schöne, erwähnenswerte Zwillinge, die meines Wissens noch nicht beobachtet wurden, gefunden. Ein Durchschnitt eines solchen Zwillings ist in Fig. 1 und 2 abgebildet. Im gewöhnlichen Licht (Fig. 1) erscheint der Durchschnitt als ein einheitliches Individuum nach der Fläche M mit entsprechenden Spaltrissen. Unter gekreuztem Nicol (Fig. 2) sehen wir vor uns einen Zwilling; die Zwillingsgrenze steht schief

gegen T (etwa unter 20°) und teilt den Zwillingskristall in zwei Hälften. In der unteren linken Hälfte tritt die negative Bisektrix beinahe senkrecht aus und die Achsenebene in der Richtung von oben links nach unten rechts schließt mit den Längsrissen einen

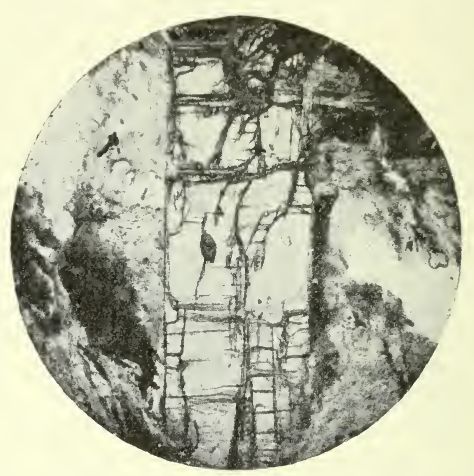


Fig. 1. Disthenzwilling in gewöhnlichem Lichte. Vergr. 1 : 30.

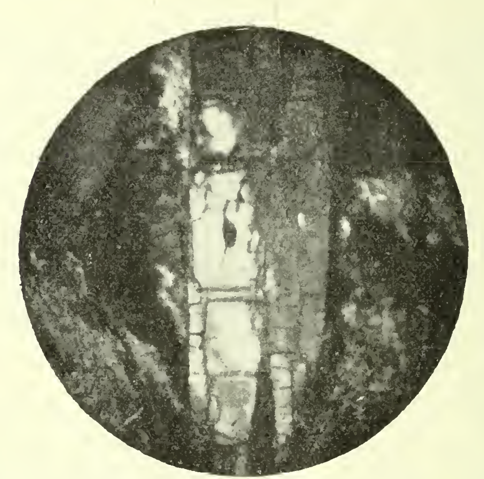


Fig. 2. Disthenzwilling zw. + Nicols. Vergr. 1 : 30.

Winkel von 30°. In der oberen Hälfte haben wir eine Auslöschungsschiefe von 27° mit einer Lage der Achsenebene von rechts oben nach links unten. Man sieht also, daß der Schliff etwas schief gegen M ging. In der unteren linken Hälfte ist

also vor uns die Fläche 100, in der oberen Hälfte die Fläche $\bar{1}00$. Die Drehung der Moleküle muß nach der Kante MP oder MT als Drehungsachse stattgefunden haben, und die Drehung kann man sich durch Druck, dessen Wirkung in der Richtung eines steilen Brachydoma hervorgerufen, erklären.

In Durchschnitten, welche sich in der Zone MT gegen die Fläche T nähern, muß bei solchen Zwillingen die Zwillingsgrenze immer größere Winkel mit der Längsrichtung einschließen. Ein Durchschnitt, in welchem die Zwillingsgrenze gegen die Spaltrisse T einen Winkel von 55° bildete, zeigt ein Individuum bei einer Auslöschungsschiefe von 41° einen seitlichen Austritt einer optischen Achse, während im zweiten Individuum die Auslöschungs-



Fig. 3. Sillimanit. Vergr. 1 : 50.

schiefe 25° betrug und die austretende Achse befand sich ganz randlich. Ein weiterer Zwillingsdurchschnitt zeigte die Zwillingsgrenze beinahe senkrecht gegen die Spaltrisse. Hier sieht man in beiden Hälften den Austritt einer optischen Achse, in einer nahe in der Mitte, in der zweiten etwas exzentrisch. Die Auslöschungsschiefe betrug in einer Hälfte 6° auf einer, in der zweiten Hälfte 9° auf der anderen Seite der Spaltrisse.

S i l l i m a n i t ist im Gestein ziemlich selten. Findet sich nur in Handstücken, welche reich an Disthen waren. Einige Sillimanite erscheinen in Form von langen, säulenförmigen Kristallen (1,8 × 6,14 mm), welche immer mit einigen Quersprüngen versehen sind, während die Spaltbarkeit nach 100 nur in einem scharfen Riß zu sehen ist. Neben säulenförmigen Kristallen erscheinen Sillimanite auch in Form von kurzen und breiten (Fig. 3) Individuen,

an denen man mehrere Längsrisse nach 100 und kurze unregelmäßige Quersprünge findet. — Sprünge und Klüften sind mit sekundärem Sericit als Umwandlungsprodukt erfüllt. — Sillimanit zeigt hohe Licht- und Doppelbrechung und positiven Charakter der Längsrichtung.

Staurolith ist in einer Gruppe dieser Gesteine sehr reichlich vorhanden. In Gesteinen, in welchen Disthen vorherrschend ist, erscheinen größere Individuen von Staurolith selten, meist sind sie da in winzigen ei- und tropfenförmigen Körnern von 0,01 bis 0,03 mm in Quarz und Feldspat als Einschluß vorhanden. Die Größe und Anzahl von Staurolith wird bedeutender in Gesteinen, in denen Disthene seltener sind. Hier sind die Staurolithkristalle

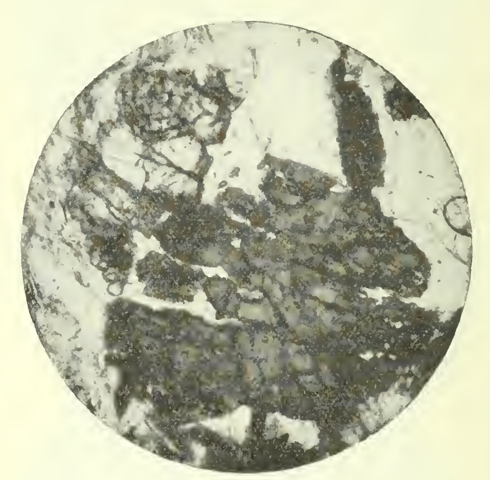


Fig. 4. Staurolith. Vergr. 1 : 35.

(2—4 mm) breit, säulenförmig oder ganz unregelmäßig, manchmal skelettartig wie zerschnitten (Fig. 4). Manchmal mit regelmäßiger Spaltbarkeit, meist aber unregelmäßig zersprungen. Gute Spaltbarkeit nach 010 kann man deutlich sehen an zerriebenem Material, wo man dann den Austritt der negativen Bisektrix in der Mitte sehen kann. — Zwillinge sind selten, einmal wurde ein deutlicher Durchkreuzungszwilling getroffen. Ein Zwilling nach 032 ist in Fig. 5 abgebildet. — Die Lichtbrechung hoch, Doppelbrechung gering. An Schnitten senkrecht nach α und γ sieht man, daß $\alpha = \beta =$ fast farblos, $\gamma =$ orangegelb ist.

Einschlüsse sind im Staurolith häufig. Meist sind es farblose, rundliche Körner, an denen man im konvergenten Licht Feldspat erkennen kann. Ähnliche, aber bedeutend kleinere Körnchen werden wahrscheinlich auch dem Feldspat angehören. Auch Quarz als Einschluß ist zu finden, ebenso Biotit und Zirkon.

Staurolith erscheint meist sehr frisch, nur hie und da sieht man, wie sich die äußerste Schichte in Sericit umgewandelt hat. In einem Kristall, den wir hier in der Fig. 5 vorführen, sehen wir besonders deutlich, wie sich eine Unzahl von Sprüngen mit Sericit als Umwandlungsprodukt angefüllt hat.

Aus einem Gestein, in welchem Disthen äußerst selten vorkommt und Sillimanit vollständig fehlt, konnte man genügende Mengen von Staurolith zur chemischen Analyse, die Dr. Fr. Tućan durchführte, erhalten. Das Gestein wurde fein zerrieben und mit FH und H_2SO_4 behandelt und dann mikroskopisch untersucht. Die Untersuchung ergab, daß Muscovit sehr schwer und Quarz noch schwieriger in Säuren verschwindet. Deswegen mußte die



Fig. 5. Staurolithzwilling. Vergr. 1 : 18.

Behandlung mit FH und H_2SO_4 wiederholt werden und zwar dreimal, bis Muscovit mikroskopisch nicht mehr zu finden war, während Quarz erst mittels Thouletscher Lösung abgeschieden werden mußte. In der durchgeführten Analyse wurde von dem gefundenen Fe nur ein Teil als FeO gefunden (I). Die Wahrscheinlichkeit, daß bei ähnlichen Analysen ein bedeutender Teil von FeO während der Arbeit in Fe_2O_3 übergeht, ist genügend bekannt, und gerade bei den Analysen von Staurolith hat man diese Wahrscheinlichkeit mehrmals hervorgehoben und sogar angenommen, daß man hier alles Eisen als FeO zu betrachten hat, obwohl nur ein Teil als solches gefunden wurde. Für diese Wahrscheinlichkeit spricht auch unsere Analyse, wenn wir annehmen, daß dieselbe mit einer mittleren Genauigkeit durchgeführt wurde, da wir unter II eine wahrscheinlichere Summe erhalten, wenn wir das ganze Fe als FeO in Rechnung bringen.

Hier die Analyse vom Staurolith:

	I.	II.
SiO_2	28,25	28,25
Al_2O_3	52,39	52,39
Fe_2O_3	6,60	—
FeO	9,09	15,04
MnO	1,42	1,42
CaO	1,84	1,84
MgO	1,43	1,43
	101,02	100,37

Wie wir anfangs erwähnt haben, lehnt sich an das eben beschriebene Gestein ein licht gestreifter Gneis, der sich vom Nachbargestein dadurch unterscheidet, daß in ihm Quarz und Feldspat für sich gesonderte Aggregate bildet, daß Disthen, Sillimanit und Staurolith, wie wir auch bei einer Behandlung mit FH sehen können, gänzlich fehlen, Muscovit äußerst selten erscheint, Klinochlor vollständig fehlt, während Biotit und Granat in beiden Gesteinen ganz ähnlich sind. Feldspat erscheint meist in schönen Albitzwillingen und gehört dem Andesin, da man bei Schnitten senkrecht auf α eine Auslöschung von $20^0:21^0$ messen kann. Im Dünnschliff sind Rutile und Zirkone nicht zu finden, während im Rückstand nach der Behandlung mit FH viel Rutilkörner und einige Zirkone zu sehen sind.

Beiträge zur Kenntnis der Geologie und Petrographie Ostafrikas.

II. Petrographisch-chemische Untersuchung einiger jung-vulkanischen Gesteine aus der Umgebung des Victoriasees, besonders längs der Uganda-Eisenbahn.

Von **M. Goldschlag** in Jena.

Mit 1 Textfigur.

Die vorliegende Arbeit stellt die mikroskopische und chemische Bearbeitung eines Teiles der petrographischen Ausbeute, die Prof. C. Uhlig in Tübingen vor einigen Jahren von einer Reise durch Ostafrika mitgebracht und dem hiesigen Mineralogischen Institut zur Untersuchung überlassen hat. Auch dieser Arbeit haften dieselben Mängel an wie jeglicher Handstückspetrographie; „sie gibt nur ein Mosaik von einzelnen Vorkommen, ohne sie systematisch und tektonisch vereinigen zu können. Das Bild, das demnach entsteht, wird nur skizzenhaft sein können“ [1]. — Die Literatur

[1] M. Weber, Die petrographische Ausbeute der Expeditionen O. Neumann—v. Erlanger nach Ostfrika und Abessynien. 1900—1901. Mitt. der Geogr. Ges. in München. 1. Heft 4. p. 637—660. 1906.

dieses Gebietes — sie wurde zum Teil von M. Weber zusammengestellt — ist nicht besonders zahlreich und bietet wenig Vergleichsobjekte. Meist sind es Beschreibungen der Handstücke ohne jegliche chemische Analyse.

Die von mir untersuchten Gesteine sind nur Ergußgesteine, die der Familie der Liparite, Trachyte und der Nephelingesteine angehören. Im Anhange sollen noch einige Tuffe behandelt werden.

Zur Familie der Liparite gehört ein sehr kleines Handstück, das als

Pantellerit

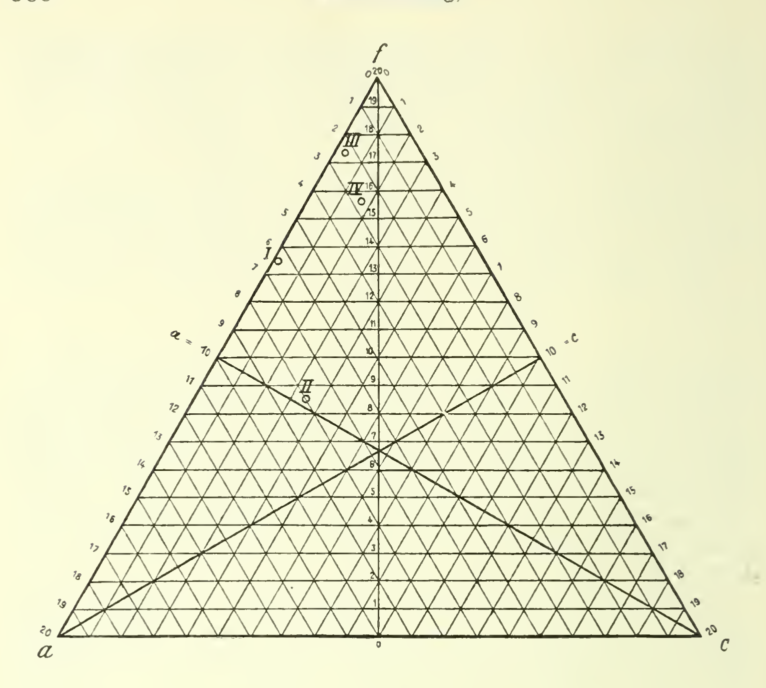
bestimmt wurde. Das verwitterte Gestein, von grünlicher Farbe, auf einer Seite mit einer braunen Rinde bedeckt, stammt aus Lumbwa. Mit dem bloßen Auge sind Einsprenglinge von Sanidin sichtbar. Unter dem Mikroskope treten in der Grundmasse Kristalle von Feldspat, Ägirinaugit, Cossyrit (Änigmatit) und wahrscheinlich Riebeckit auf. Vorherrschend ist der Alkalifeldspat, der Pyroxen und Änigmatit sind schätzungsweise in fast gleichen Mengen vorhanden.

Der Sanidin ist frisch, besonders nach der Fläche M gut entwickelt und tritt in Karlsbader Zwillingen auf. Seine Klarheit, mittlere Lichtbrechung und negative Doppelbrechung der Hauptzone charakterisieren ihn zur Genüge. Meist ist er von parallel verlaufenden Sprüngen durchsetzt, an denen die Verwitterung bereits angesetzt hat. In den Randpartien einzelner Individuen kommt häufig eine Zone von Mikrolitheneinlagerungen vor, die hauptsächlich aus den anderen farbigen Gemengteilen gebildet werden. Um diese Zone herum lagert sich ein mehr oder weniger breiter Mantel von Feldspatsubstanz. An anderen Einschlüssen beherbergt der Feldspat noch Magneteisen.

Der Ägirinaugit ist in skelettartig ausgebildeten Individuen vorhanden. Seine Farbe ist hellgrün, der Pleochroismus bewegt sich in hellbraun-gelben bis zu dunkelgelb-grünlichen Tönen.

Der Cossyrit (Änigmatit) erscheint in Form skelettartig ausgebildeter Kristalle von wechselnder Farbe. Manche typisch kastanienbraun, andere wiederum hell oder dunkler gelb mit einem rötlichen Schimmer. Meistens verwächst er mit dem Pyroxen und beide umkränzen die größeren Feldspateinsprenglinge. Eine eingehendere Untersuchung des Minerals ist infolge seiner Undurchsichtigkeit nicht durchzuführen.

Die chemische Analyse des Gesteins wurde nach den Angaben in M. Dittrich „Anleitung zur Gesteinsanalyse“ mit manchen Modifikationen, die in W. F. Hillebrand „Analyse der Silikat- und Carbonatgesteine“ (Leipzig 1910) gefunden worden sind, ausgeführt. Sie ergab folgendes Resultat:



Analyse I.

	Gew.-%	Molek.-Prop.	Mol.-%
SiO_2	64,04	1,0600	70,29
TiO_2	—	—	—
Al_2O_3	8,43	0,0824	5,47
Fe_2O_3	5,69	0,0562	7,76
FeO	3,79	0,0527	
MnO	Sp.	—	—
MgO	4,71	0,1167	7,73
CaO	0,40	0,0071	0,47
Na_2O	6,67	0,1074	7,12
K_2O	1,58	0,0164	1,08
P_2O_5	Sp.	—	—
Glühverlust . .	3,76	—	—
	100,07	1,4989	99,92

Aus der Analyse berechnen sich nach Osann folgende Werte:

s: 70,45; A: 8,20; C: 0,00; F: 15,96

und hieraus die Typenformel:

a: 6,78; c: 0; f: 13,21.

Nach LOEWINSON-LESSING[1] ergibt sich folgende Gesteinsformel:

$$2{,}42\ R_2O_3;\ RO;\ 8{,}17\ SiO_2$$
$$R_2O : RO = 1{,}55 : 1.$$

Es liegt also nach diesem Forscher ein „Magma polysilicate“ vor, dessen Aziditätskoeffizient $\alpha > 2{,}4$ ist[2].

Was nun die Analyse an sich betrifft, so gilt für meine Analyse dieselbe Charakteristik, wie sie H. ARSANDAUX[3] für die Pantellerite Äthiopiens gegeben hat. Er faßt die Merkmale dieses Magmas in folgendem prägnanten Satze zusammen: „Les caractères minéralogiques, aussi bien que les caractères chimiques, conduissent à rapprocher ces roches du groupe de la pantellérite, caractérisé au point de vue minéralogique par la présence de feldspats exclusivement alcalins, de pyroxènes et d'amphiboles sodiques (la cossyrite en particulier), au point de vue chimique par l'abondance des alcalis, la faiblesse de l'alumine, l'absence presque compléte de chaux et de magnésia et la proportion variable, mais toujours élevée de fer (avec prédominance de Fe_2O_3 sur FeO).“ Abweichend ist nur in der obigen Analyse der etwas größere Gehalt an Magnesiumoxyd. Man kann sich wohl den Überschuß an Magnesium durch das Vorhandensein des Pyroxens erklären.

Rechnet man die gefundenen Werte auf die ungefähre mineralogische Zusammensetzung des Gesteins um, so ergibt sich ein ungesättigter Kieselsäureüberschuß. Es muß daher die Existenz freier Kieselsäure in der Grundmasse angenommen werden, wenn auch solche im Mikroskope nicht nachzuweisen ist.

Pantellerite und pantelleritähnliche Gesteine sind aus Ostafrika seit langer Zeit von mehreren Orten bekannt, allerdings wurden sie nicht unter diesem Namen beschrieben. Als nahe verwandt sind wohl sicher die Gesteine, die O. MÜGGE[4] als Liparit und G. T. PRIOR[5] als Paisanit vom Naivashasee beschrieben haben, zu betrachten.

---

[1] F. LOEWINSON-LESSING, Note sur la classification et la nomenclature des roches eruptives. Mém. pres au Congrès géologique intern. 7. Session. Pétersbourg. 1897. p. 19. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1898. II. p. 52.

[2] Eine Erklärung dieser Formeln findet man im Referate von L. MILCH, N. Jahrb. f. Min. etc. 1898. II. p. 52. — Diese gewöhnlich nicht gebrauchte Bezeichnungsweise habe ich aus dem Grunde angewendet, weil die aus der Analyse berechneten Werte mit den von LOEWINSON-LESSING angegebenen Typenformeln fast genau übereinstimmen.

[3] H. ARSANDAUX, Contribution à l'étude des roches sodiques de l'Est-Africain. Comptes rendus. **137**. 1903. p. 876—879.

[4] O. MÜGGE, Über einige Gesteine des Massailandes. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. IV. 1886. p. 576—609. Speziell p. 585—589.

[5] G. T. PRIOR, Contributions to the Petrology of British East-Africa. Mineralogical Magazine. **13**. p. 61.

H. Lenk[1] und Künzli[2] berichten über ähnliche Gesteine aus dem Massailande, und zwar bezeichnet der erste es als Rhyolith, der andere dagegen rechnet es zu den Akmit-Trachyten. M. Weber[3], von dem die neuesten Untersuchungen stammen, stellt es zu den Commenditen. Die mikroskopischen Angaben stimmen bei allen Autoren in der Hauptsache überein.

Als

trachytoiden Phonolith

bezeichne ich ein Gestein, welches von der Station Athi River stammt. Es ist ein graues, feinkörniges Gestein mit isometrisch begrenzten Einsprenglingen von Feldspat. U. d. M. erscheinen in der Grundmasse Einsprenglinge von Feldspat neben Pyroxen und ein wenig Glimmer.

Der Feldspat ist Sanidin, frisch, tafelförmig ausgebildet, idiomorph mit gerundeten Ecken. Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetze sind nicht selten. Als Einschlüsse führt er seltener die farbigen Gemengteile, besonders an den randlichen Kristallpartien, sonst aber eine sehr große Menge von Mikrolithen, die entweder den Kristall durchwachsen oder in der Nähe des Randes in einer Zone kranzartig eingelagert sind. Die Erscheinung ist vielleicht dadurch zu erklären, daß der Kristall, nachdem sich die Mikrolithen verfestigt hatten, weitergewachsen ist. Eine ähnliche Ausbildung wurde bereits früher von H. P. Cushing und E. Weinschenk[4] in den Phonolithen des Hegaus beobachtet. Die dort gegebene Beschreibung paßt fast genau auf die von mir beobachteten Merkmale. Sie sagen dort: „Von besonderem Interesse sind unter den Einschlüssen mikroskopische Nädelchen, mit welchen einige von den Sanidinen, . . . ganz durchspickt sind, und welche schon von Zirkel[5] erwähnt werden. Die optischen Eigenschaften derselben sind starke Licht- und Doppelbrechung, . . . Färbung ist an den meisten nicht zu erkennen, nur einzelne etwas größere Individuen erscheinen lichtgrünlich, einem Diopsid oder Malakolith nicht unähnlich. Die individualisierten Einschlüsse und vermutlich die Nädelchen ordnen sich sehr gerne zonal an, und besonders häufig ist um einen einschlußfreien Kern eine Randzone mit Hunderten der kleinen Nädelchen zu beobachten.“ Die Kristalle sind meist

[1] In Baumann, Durch Massailand zur Nilquelle. (Petrographischer Teil von H. Lenk.) Berlin 1894.

[2] E. Künzli, Die petrographische Ausbeute der Schäller'schen Expedition in Äquatorial-Ostafrika. Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. in Zürich. **46**. 1901. p. 128 u. ff.

[3] M. Weber, l. c. p. 643.

[4] H. P. Cushing u. E. Weinschenk, Zur genauen Kenntnis der Phonolithe des Hegaus. Min.-petr. Mitt. **13**. 1892. p. 21.

[5] Zirkel, Über die mikroskopische Zusammensetzung der Phonolithe. Poggendorff's Annalen. 1867. **131**. p. 298.

mit parallel verlaufenden Quersprüngen durchsetzt, an denen eine Verwitterung zu hochpolarisierenden glimmerartigen Substanzen stattfindet.

Der ägirinartige Augit tritt in winzigen idiomorphen platten oder in die Länge gezogenen Säulchen von grüner Farbe mit einem deutlichen Pleochroismus von dunklerem und hellerem Grün auf. Einzelne Individuen sind selten, meist sind sie zu Häufchen, die in der Flußrichtung langgestreckt sind, zusammengeballt. Die selbständigen Kriställchen zeigen manchmal einen helleren Rand, der von der dunkleren Partie nicht scharf getrennt ist, sondern in diesen allmählich übergeht.

Der braune Biotit ist skelettartig ausgebildet und tritt meistens in Begleitung von Augit auf.

Von Nebengemengteilen ist Apatit selten. Magnetit fehlt vollständig.

Die Grundmasse, deren trachytoide Struktur ganz typisch ausgebildet ist, ist ein Gemenge von Sanidin und Nephelin. Sanidin ist vorherrschend. Hier und da findet man ein isometrisches Korn von Nephelin mit einem seitlich oder zentral eingelagerten Mikrolithenkorn.

Der Nephelintephrit

stammt ebenso wie der Pantellerit aus Lumbwa. Es ist ein sehr feinkörniges, schwarzgraues Gestein mit makroskopischen Einsprenglingen von Nephelin. U. d. M. tritt die charakteristische Mineralkombination Augit-Nephelin auf. Feldspat ist in geringer Menge nur in der wahrscheinlich glashaltigen Grundmasse vorhanden.

Der idiomorph ausgebildete Nephelin ist frisch, einschlußarm, nur hier und da Flüssigkeitströpfchen einschließend. Häufig ist er von kleinen Augitkriställchen kranzartig umgeben — eine Erscheinung, die auch bei den größeren Augitindividuen vorkommt. Er ist meist optisch anomal, seine Doppelbrechung positiv. Der Brechungsexponent wurde nach der Methode Schröder van der Kolk's zu etwa 1,45 bestimmt.

Der Ägirinaugit ist sehr stark resorbiert — wahrscheinlich zugunsten der Feldspatbildung. Nur bei starker Vergrößerung kann man selten ein idiomorphes Kriställchen ausfindig machen. Meistens sind sie filzartig zusammengedrängt.

Die barkevikitische Hornblende kommt in kleinen Schüppchen mit dem Augit zusammengewachsen vor.

Die Grundmasse ist mikrokristallin und erscheint stellenweise isotrop. Sie besteht aus Augit, Hornblende und einer Nephelinfülle. Selten ist ein ganz schmales Feldspatleistchen wahrzunehmen. Es läßt sich aber nicht mit Sicherheit feststellen, ob Glas vorhanden ist.

Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

Analyse II.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Mol.-%
SiO_2	54,71	0,9058	63,03
TiO_2	Sp.	—	—
Al_2O_3	20,29	0,1985	13,82
Fe_2O_3	5,44	0,1260	8,76
FeO	4,60		
MnO	Sp.	—	—
MgO	2,03	0,0503	3,50
CaO	2,10	0,0374	2,60
Na_2O	6,42	0,1034	7,19
K_2O	1,58	0,0164	1,14
Glühverlust . .	2,00	—	—
	99,17	1,4378	100,04

Aus der nach Osann umgerechneten Analyse ergeben sich folgende klassifikatorische Werte:

s: 62,17; A: 9,56; C: 4,06; F: 9,59; n: 7,40;

aus denen sich die Formel

s: 62,17; a: 8,23; c: 3,49; f: 8,26; k: 0,96

oder abgerundet:

s: 62; a: 8; c: 3,5; f: 8,5

berechnet.

Nach Loewinson-Lessing liegt hier ein „Magma ultrabasique" (monosilicate) vor, von der Gesteinsformel:

$$1{,}01\ RO,\ R_2O_3,\ 3{,}26\ SiO_2$$

bei

$$\alpha > 1{,}64$$

und

$$R_2O : RO = 1:1{,}02$$

Die Einreihung dieses Gesteins in einen bestimmten Osannschen Typus bietet große Schwierigkeiten. Einen Nephelinbasanit von dieser Formel gibt Osann nicht an, wohl aber einen Trachydolerit. Es ist der Typus Dobranka[1] mit folgender Formel:

s: 61: a: 6,5; c: 4,5; f: 9; n: 7,6; k: 0,87.

Trotzdem glaube ich auf Grund der Analyse annehmen zu können, daß hier ein saures Glied der Nephelinbasanite vorliegt. Die Abgrenzung zwischen den Trachydoleriten und Nephelinbasaniten ist selbst nach chemischen Gesichtspunkten ziemlich schwierig, wenn

[1] A. Osann, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. II. Die Ergußgesteine. Min.-petr. Mitt. **20**. 1901. p. 462.

auch A. Osann darüber sagt, daß „gerade in dieser Gesteinsfamilie bei der außerordentlich stark variierenden mineralogischen Zusammensetzung eine schärfere Abgrenzung nur nach chemischen Prinzipien ausgeführt werden könne“ [1].

Vergleicht man die Analyse 1 und 2, so läßt sich eine gewisse Verwandtschaft dieser beiden Gesteine nicht verkennen. Es ist aber unmöglich, auf Grund des geringen vorliegenden Materials — zumal mir keine einzige Angabe über das geologische Auftreten dieser Gesteine vorliegt — irgendwelche theoretische Schlüsse zu ziehen.

Nephelinit und Übergang zum Nephelinbasalt.

Vom Nephelinit liegen aus Karungu, 1 km landeinwärts vom Viktoriasee drei Handstücke vor, die mikroskopisch zwar fast dieselbe Ausbildung, makroskopisch aber recht auffallende Verschiedenheiten zeigen. Die eine Ausbildungsart — ich bezeichne sie kurzweg als Varietät A — stellt ein feinkörniges Gestein dar mit Einsprenglingen von Augit. Die Varietät B ist in ihrer Ausbildung der ersten analog, nur ist sie von einer großen Menge winzig kleiner Hohlräume in fluidaler Anordnung durchsetzt, in den sich zeolithische Substanzen ausbildeten. Die dritte Varietät C ist ein braunschwarzes Gestein von deutlicher porphyrischer Ausbildung mit großen Augiteinsprenglingen und zahlreichen Hohlräumen. Die Hohlräume haben eine verschiedene Gestalt und Größe, manche kugelrund, andere ellipsoidisch in die Länge gezogen. Die Zeolithe füllen die Hohlräume entweder ganz aus oder es bilden serpentinöse oder chloritische Verwitterungsprodukte nur einen weißen oder grünlichen Beschlag an den Wänden.

Ein weiteres Unterscheidungsmerkmal bietet die wechselnde Ausbildung der Grundmasse. Diese ist bei den Varietäten A und B hypokristallin. Die dritte Varietät C besitzt eine „gemischte“ Grundmasse, worunter Rosenbusch eine Grundmasse versteht, die neben idiomorph ausgebildeten Grundmassekomponenten auch wesentliche Mengen von Glasbasis enthält.

Mikroskopisch sind alle drei Varietäten durch die Mineralkombination Nephelin-Augit ausgezeichnet. Verschiedenheiten treten nur in der Ausbildungsform des Nephelins auf. In der Varietät A erscheint der Nephelin meistens in der Grundmasse, nur hie und da kann man ein idiomorphes Korn auffinden. Die Varietät B führt in ihrer Grundmasse eine größere Menge von idiomorph ausgebildetem Nephelin.

In der Varietät C steigt die relative Menge des Nephelins noch mehr, und er ist in der Richtung der Hauptsache idiomorph ausgebildet. Der Nephelin zeigt, wo er in größeren Individuen

[1] A. Osann, l. c. p. 463.

vorhanden ist, dieselbe Ausbildung wie im Übergangsgestein zum Nephelinbasalt (v. S. 15).

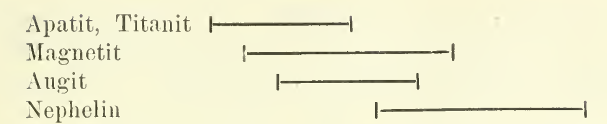
Der Augit ist zum größten Teile derart zonar gebaut, daß eine hellgrüne Zone einen saftgrünen unregelmäßig begrenzten Kern umschließt. Es liegt also ein ägirin- und diopsidartiger Augit vor. Prächtig ausgebildete Zonar- und Sanduhrstrukturen sind häufig. An manchen Individuen bemerkt man eine höchst charakteristische zackenförmige Weiterkristallisation. Man könnte zunächst glauben, daß hier eine Verwitterungserscheinung vorliege, was aber keineswegs der Fall ist. Läge hier eine Verwitterungserscheinung vor, so müßte der Übergang von der angeblich verwitterten Zone zur frischen ein kontinuierlicher sein. Hier ist aber der Übergang kein allmählicher, sondern ein ganz scharfer, und die Ansatzlinie ist deutlich sichtbar; es liegt hier also zweifellos eine spätere Wachstumserscheinung vor. — Die magmatische Resorption hat die Kristalle stark beeinflußt. Gabelartige, treppenförmige Resorptionsformen sind nicht gar selten. Pleochroismus $\perp$ c schwach grünlich bis strohgelb, // c sehr schwaches Gelb mit einem Stich ins Grüne. Die Auslöschungsschiefe $c : \mathfrak{a}$ auf (001) gemessen schwankt zwischen 40—42°. Charakteristisch ist, daß das grüne Korn immer eine kleinere Auslöschungsschiefe zeigt als die hellere Umrandung. Als Einschlüsse kommt im Augit idiomorph begrenzter Apatit vor.

Von den Nebengemengteilen tritt der Magnetit in gröberen zerlappten Körnern auf, doch sind Häufchen von rektangulären Individuen häufig. Körner von größerem Umfange sind z. T. selbständig oder sie umgeben die teilweise resorbierten Augitkristalle. Der Titanit ist schwach rötlich und kommt ganz vereinzelt in keilförmigen Schnitten vor. Der Apatit tritt entweder allein oder als Einschluß im Augit auf, auch hie und da im Magnetit. Er ist durch seine scharfe kristallographische Begrenzung, starke Lichtbrechung und die übliche bräunliche Bestäubung gekennzeichnet.

Von sekundären Produkten füllen zeolithische Substanzen und Opal die Hohlräume aus. Die Zeolithe sind schwach lichtbrechend und erscheinen unter dem Mikroskop fast isotrop. Auch sind sie sehr trübe, was jedoch als eine sekundäre Erscheinung zu betrachten ist. Bei ganz starker Vergrößerung kann man in ganz kleinen Hohlräumen halbsphärolithisch angeordnete Nadeln serpentinöser Substanzen wahrzunehmen.

Besondere Schwierigkeiten bietet hier die Feststellung der Ausscheidungsfolge der einzelnen Mineralien. Selbst H. Rosenbusch bemerkt hierzu: „Die Reihenfolge dieser intratellurischen Ausscheidungen festzustellen ist hier ebenso schwer wie beim Basalt."

Für unsere Gesteine dürfte sich die Ausscheidung nach folgendem Schema vollzogen haben:



Wie bereits hervorgehoben, tritt hier der Magnetit entweder isometrisch ausgebildet oder resorbiert, den Augit umgebend, auf. Die Analyse weist darauf hin, daß zur Bildung des Augits ein Teil des ursprünglich ausgeschiedenen Magnetits aufgelöst werden mußte, dagegen wurde der Augit zugunsten des Feldspates, der in sehr dünnen Leistchen in der Grundmasse auftritt, resorbiert.

Die zu analysierende Probe wurde der Varietät A entnommen. Die Analyse ergab folgendes Resultat:

Analyse III.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Mol.-%
SiO_2	37,53	0,6214	44,90
TiO_2	1,96	0,0244	1,76
Al_2O_3	8,35	0,0817	5,90
Fe_2O_3	13,81	0,2258	16,42
FeO	5,01		
MnO	1,02	0,0144	1,04
MgO	5,94	0,1472	10,64
CaO	10,96	0,1954	14,12
Na_2O	3,31	0,0533	3,85
K_2O	1,99	0,0206	1,48
CO_2	1,00	—	—
Glühverlust	9,33	—	—
	100,21	1,3842	100,11

Hieraus berechnen sich:

s: 46,66; A: 5,33; C: 0,57; F: 42,22; n: 8,34; k: 0,61

und für die Projektion ergibt sich:

a: 2,21; c: 0,23; f: 17,54.

Die Typenformel nach Loewinson-Lessing hat folgende Gestalt:

$$2{,}75\ RO,\ R_2O_3,\ 3{,}48\ SiO$$

bei $\alpha = 1{,}15$.

Das Gestein stellt also ein „Magma ultrabasique, monosilicate" dar von der Untergruppe: „Magmas plus ou moins riches en alumine", deren Aziditätskoeffizient $\alpha < 1{,}4$ ist.

Von den Osann'schen Typen steht das Gestein dem Typus Käsegrotte von der Formel

s: 44; a: 2; c: 1; f: 17; n: 7,5; k: 0,59

am nächsten.

Den Übergang zum Nephelinbasalt bildet ein Handstück (7), welches in Fort Ternan an der Ugandabahn gefunden

wurde. Es kommt dort als Schotter vor. Es ist ein graugrünes Gestein von phorpyrischer Struktur mit Einsprenglingen von Augit, Änigmatit (Cossyrit) und Magnetit. Sekundär kommen Aggregate zeolithischer Substanzen in großer Menge vor.

U. d. M. tritt dieselbe Mineralkombination wie beim Nephelinit auf, nur tritt hier noch akzessorisch der Cossyrit hinzu.

Der Ägirinaugit ist hier gut idiomorph, stellenweise mit gerundeten Ecken und an manchen Stellen in der Flußrichtung gebogen. Zonarstruktur ist nicht selten anzutreffen. Pleochroismus // c schwach grünlichgelb, ⊥ c gelb mit einem Stich ins Grüne. Die Auslöschungsschiefe schwankt um 30^0. Als Einschluß kommt der Magnetit in rektangulären Kriställchen, hie und da der Cossyrit und Grundmasseschläuche vor. Bemerkenswert ist noch eine kranzartige Anhäufung von Mikrolithen um den Augit.

Der Nephelin ist idiomorph in rechteckigen Tafeln vorhanden. Meist ist er frisch, nur manchmal von unregelmäßig verlaufenden Sprüngen durchquert, an denen eine Verwitterung zu glimmerartigen Produkten beginnt. Von Einschlüssen ist Magneteisen sehr häufig. Er ist optisch anomal, Schnitte mit zweiachsigem Habitus sind nicht selten, sie zeigen einen ganz kleinen Achsenwinkel.

Der akzessorische Änigmatit ist idiomorph, hie und da sind es nur zerlappte Stücke, deren Pleochroismus zwischen dunklerem Gelb und tieferem Braun sich bewegt. An manchen Individuen tritt eine Bestäubung ein, wie man sie vom Apatit her kennt. Aus diesem Mineral bestehen wahrscheinlich auch die häufigen Nadelaggregate von subradialer Anordnung, die sich meistens um ein dunkleres Korn herumlagern.

Von den Nebengemengteilen ist der Magnetit sehr häufig, Apatit seltener. Beide weisen dieselben Eigenschaften auf, wie sie beim Nephelinit beschrieben wurden.

Die chemische Analyse dieses Gesteins ergab folgendes Resultat:

Analyse IV.

	Gew.-%	Mol.-Prop.	Mol.-%
SiO_2	43,47	0,7197	49,40
TiO_2	2,52	0,0314	2,02
Al_2O_3	12,60	0,1233	8,46
Fe_2O_3	9,85	0,0614	11,70
FeO	3,53	0,0491	
MnO	1,74	0,0245	1,68
MgO	4,11	0,1018	6,98
CaO	11,96	0,2119	14,55
Na_2O	3,25	0,0523	3,59
K_2O	1,74	0,0180	1,23
P_2O_5	1,04	0,0073	0,50
Glühverlust	4,14	—	—
	99,92	1,4007	100,11

Aus der umgerechneten Analyse ergeben sich folgende klassifikatorische Momente:

s: 51,42; A: 4,82; C: 3,64; F: 30,27; n: 7,43; k: 0,82

und für die Projektion:

a: 2,48; c: 1,88; f: 15,63.

Eine Formel, nach den Angaben LOEWINSON-LESSING's konstruiert, hat folgende Gestalt:

$$3{,}02\ RO,\ R_2O_3,\ 3{,}9\ SiO_2$$

bei

$$\alpha = 1{,}3$$

und

$$R_2O_3 : RO = 1:4{,}81,$$

also ein Magma derselben Art wie das des Nephelinbasaltes.

Die Einreihung dieses Gesteins in einen OSANN'schen Typus bietet manche Schwierigkeiten. Am nächsten steht das Gestein dem Nephelinittypus Löbau, dessen Formel mit

s: 47; a: 3; c: 1,5; f: 15,5; n: 7,9; k: 0,58

angegeben wird. Sehr nahe steht es auch dem basischen Nephelinbasalt von St. Georgsberg bei Raudnitz in Böhmen, dessen Formel von OSANN auf

s: 42; a: 3; c: 2; f: 15; n: 7,6

berechnet wurde. Bei diesem Typus fällt die starke Basizität auf, auf Grund deren dieser Autor folgende Vermutung aufstellt: „Vielleicht liegt auch hier ein Vertreter einer basischen Nephelinbasaltreihe vor, die sich den übrigen Gesteinen dieser Familie gegenüber ähnlich verhält wie die Hornblendebasalte der Hauptreihe der Plagioklasbasalte gegenüber[1]." Ich glaube daher die Frage nach der Einreihung dieses Gesteins vorläufig noch offen lassen und mich mit der allgemeinen Bezeichnung des Gesteins als Übergangsglied begnügen zu müssen.

Die phonolithartigen Tuffe stammen von Lumbwa, die beiden anderen von der Station Molo zwischen dem Großen Graben und dem Victoriasee. Es sind Handstücke von verschiedener Ausbildung, teils sehr poröse, bimssteinartig ausgebildete Gesteine von hellgrauer bis grünlicher Farbe, teils solche von kompakterer Beschaffenheit und gelber Farbe. Sie bestehen hauptsächlich aus Bruchstücken verschiedener Gesteine, die jetzt ziemlich stark verwittert sind und daher ein toniges Aussehen haben. Hie und da führen sie auch makroskopische Bruchstücke von Sanidin und von flaschengrünem Pyroxen. Alle sind sie durch ein gelblichgraues Zement verkittet. U. d. M. erscheinen in einem bimssteinähnlich ausgebildeten Tuff in der maschenartigen Grundmasse kleine

[1] A. OSANN, l. c. p. 487.

Sanidinkörner. Sehr charakteristisch sind die zahlreich vorkommenden dreieckigen Durchschnitte des Feldspats von undulöser Auslöschung mit einem Hohlraum in der Mitte. Eine kranzartige Umwachsung des Sanidins durch Mikrolithe ist häufig. Die Maschen der kryptokristallinen Grundmasse, die fast ganz isotrop erscheint, haben eine verschiedene Gestalt, manche kreisrund, andere in die Länge gezogen von elliptischem Umriß. Die Wandungen sind meist mit einem Filz aus verschiedenen Substanzen belegt. An manchen Stellen erfolgte an den Sprüngen eine Art Entglasung, indem sehr zahlreiche Nadeln (manchmal sphärolithisch angeordnet) auskristallisierten. Oft kommen ganz charakteristische strahlige Bildungen vor, die ihren Ausgangspunkt von einem dunklen Korn der Grundmasse nehmen. Von anderen Mineralien ist manchmal Magnetit zugegen, der die Hohlräume ausfüllt.

Andere Handstücke dieser Tuffe zeigen ein massiges Aussehen, da sie nicht porös sind. Sie führen Rapillis von verschiedener Größe, die aber auch verwittert sind und infolgedessen dem Gestein den bekannten tonigen Habitus verleihen. U. d. M. erscheinen sie als Gemenge von Grundmasse und Feldspat. Größere Individuen von Sanidin sind seltener. Punkte, um die herum sphärolithisch angeordnet kleine Nädelchen vorkommen (vergl. bei den Phonolithtuffen), sind viel seltener geworden. Man könnte vielleicht solche Bildungen Entglasungszentren nennen, da wohl sicherlich die in der Mitte gelegenen Körner den Anstoß zur Entglasung gegeben haben.

Eine andere Serie stellen die Palagonittuffe der Station Molo dar (11). Es sind graue Gesteine, die neben vielen dunklen Glasfetzen kleine Rapillis und Bruchstücke anderer Gesteine führen. Alle Teile sind durch ein aschenfarbiges Zement verkittet. U. d. M. erscheinen die Rapilli in einer kryptokristallinen Grundmasse eingelagert. Sie haben meistens eine kugelförmige Gestalt und bestehen hauptsächlich aus Plagioklas und Augit, manchmal auch aus Biotit und Magneteisen, wobei aber der Feldspat der weitaus überwiegende Gemengteil ist. Die einzelnen Kriställchen bilden ein unregelmäßiges Aggregat. Auch außerhalb der Rapillis kommen noch vereinzelt Feldspat und Augit vor.

Die anderen Tuffe, die aus der Station Molo und Lumbwa stammen, bestehen ganz aus Asche. Der erste von grauer Farbe ist mikroskopisch genau so ausgebildet wie der oben beschriebene bimssteinartige Tuff aus Molo. Der gelbliche Tuff aus Lumbwa enthält in seiner Grundmasse sehr zahlreiche Feldspäte, Olivine und Magneteisen. An den Sprüngen im Olivin beginnt die Zersetzung zu dem bekannten braunroten Iddingsit.

Die Frage nach der Gauverwandtschaft dieser Gesteine ist sehr schwer zu beantworten! Es sind dies Gesteine, die ans femische

Ende der Projektion zu liegen kommen. Dort ist — wie es F. Becke mit Nachdruck hervorgehoben hat [1] — die Grenze stark verwaschen. Ganz besonders stark tritt dies natürlich in dem wechselnden Werte c hervor. Schärfer sind die Übereinstimmungen im Werte der Si-Atomzahl. Die folgende Tabelle möge die Verhältnisse näher darlegen.

a—f		c	
	Afrika	Mittelgebirge	Andes
0 bis — 5 . .	3,49	2,1	4,6
— 10 bis — 10 . .	0,00	2,4	4,3
— 10 bis — 15 . .	1,88	2,0	4,3
— 15	0,23	1,7	—

		Si-Atomzahl	
Anal.	Afrika	Mittelgebirge	Andes
II.	51,41	50,1	61,0
I.	61,77	46,4	54,3
IV.	43,28	41,9	48,9
III.	39,89	42,7	—

Aus den Tabellen läßt sich die Zugehörigkeit dieses Gebietes zur atlantischen Sippe ersehen. Bemerkenswert ist, daß der Pantellerit vollständig aus der Reihe herausfällt. Die Ursache dieser Erscheinung ist bei dem winzigen Vergleichsmaterial vorläufig nicht zu ermitteln.

Die vorliegende Arbeit wurde im Mineralogischen Institute der Universität Jena ausgeführt. Ich fühle mich verpflichtet, Herrn Geh. Hofrat Prof. Dr. G. Linck, auf dessen Anregung ich diese Arbeit unternahm, auch an dieser Stelle meinen herzlichsten Dank auszusprechen. Auch danke ich Herrn Dr. A. Ritzel und Prof. Dr. R. Marc für ihre freundliche Mithilfe.

Jena, Mineralogisches Institut im April 1912.

Timorocrinus nov. gen. aus dem Perm von Timor.

Von **J. Wanner** in Bonn.

Mit 5 Textfiguren.

In der Zeitschrift für induktive Abstammungs- und Vererbungslehre (1910, 4. p. 123—142, Tafel I und II) habe ich einen Echinodermentypus aus dem Perm der Insel Timor beschrieben, der von allen bis jetzt bekannten Formen so sehr abwich, daß es unmöglich schien, ihn mit Sicherheit in eine

[1] F. Becke, Die Eruptivgesteine des Böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. Min.-petr. Mitt. **22**. p. 209—265.

bestimmte Klasse oder gar Ordnung dieses Stammes einzureihen. Bei dem schwierigen Versuche, diese merkwürdige Form zu deuten, gelangte ich zu dem Ergebnis, daß sie einerseits gewisse Beziehungen zu der Gruppe der Blastoideen, andererseits aber auch solche zu den irregulären Seeigeln erkennen läßt; letzteres besonders deshalb, weil die Mundöffnung unten liegt an der Stelle, an der bei den Blastoideen der Stil ansetzt. Ich nannte diese Form deshalb *Timorechinus*. Ueber meine Deutung dieses aberranten Typus hat sich seitdem meines Wissens nur einer der Fachgenossen geäußert, Mr. J. Lambert, der, übrigens ohne eingehendere Begründung, meinte, daß dieses merkwürdige Fossil zu den Cystoideen gehöre und deshalb besser *Timorocystis* zu nennen sei [1].

Im vorigen Jahre gelang es nun Prof. Molengraaff (Delft) und mir selbst auf einer zweiten Timorexpedition neue Funde zu machen, die zeigen, daß die Lösung des Problems in einer ganz anderen Richtung zu suchen war, daß nämlich die genannte Echinodermenform zu den Crinoideen zu stellen und deshalb in *Timoro-*

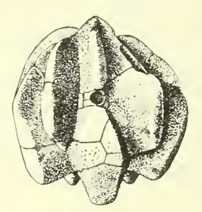


Fig. 1. *Timorocrinus mirabilis* Wanner. Die Kelchdeckenkapsel. In der Mitte der Analinterradius mit dem After. Natürliche Größe. Original im Geol.-pal. Museum der Universität Bonn.

crinus umzutaufen ist. Da die ausführliche Beschreibung dieser Funde erst im Laufe des nächsten Jahres im Zusammenhang mit dem gesamten permischen Echinodermenmaterial von Timor erscheinen kann, so halte ich hier eine kurze Besprechung derselben für wünschenswert, damit die erwähnte irrige Auffassung keine weitere Verbreitung in der Literatur findet. Bevor ich aber hierauf eingehe, dürfte es für das Verständnis zweckmäßig sein, den früher als *Timorechinus mirabilis* beschriebenen Typus nochmals kurz vorzuführen.

Seine Theka stellt, wie Fig. 1 zeigt, eine ovoide, oben kegelförmig zugespitzte und unten konkave, ausgehöhlte, durch stark hervortretende Rippen ausgezeichnete Kapsel dar, die aus einer größeren Anzahl dicker, unbeweglicher Platten zusammengesetzt ist, die mit breiten, ebenen Flächen dicht zusammengefügt sind und einen Hohlraum, die Leibeshöhle, umschließen. Diese Theka

[1] Revue critique de Paléozoologie. Paris 1911. p. 185.

besitzt nur zwei Öffnungen, nämlich eine Mund- und Afteröffnung, die mit der Leibeshöhle in Verbindung stehen; sonst ist sie ringsum geschlossen. Die Zahl der Rippen beträgt gewöhnlich zehn. Davon sind fünf interradial gelegene besonders kräftig ausgebildet. Sie entspringen am Scheitel der Theka, sind zunächst schmal, kielförmig, schwellen aber nach unten zu verdickten Keulen an, deren Enden eine eingesenkte Peristomalarea überragen. Auf halber Höhe der Theka, wo die Verdickung der Rippen beginnt, haben diese ihre größte Höhe erreicht; von hier ab biegt der Kamm der Rippen unter einem stumpfen Winkel ab und wird zu einer breiten, ovoiden bis herzförmigen schwach gewölbten Platte abgestutzt, die von allen Seiten von steil abfallenden Flanken eingefaßt wird. Die Rippe des Analinterradius ist nach unten zapfenförmig über die übrigen Interradien hinaus verlängert, weshalb die Theka, wenn man sie auf eine horizontale Fläche stellt, nicht auf allen fünf, sondern nur auf drei Interradialrippen stehen bleibt: auf ihrer Innenseite fällt diese anale Interradialrippe steil zum Munde ab und besitzt eine hohlkehlenartige Vertiefung, die direkt in die Mundöffnung mündet. Diese langen und kräftigen Interradialrippen alternieren mit fünf schwächeren und bedeutend kürzeren Radialrippen, die gewöhnlich etwas unterhalb vom Scheitel, also etwas tiefer als die interradialen Rippen entspringen; sie sind kielförmig zugeschärft, ebenso hoch wie die interradialen, verdicken sich aber nach unten kaum halb so stark wie diese und endigen schon auf den Seiten der Theka gewöhnlich kurz vor der Stelle, wo die Interradien ihre größte Dicke erlangt haben.

Die kreisrunde bis ovale Mundöffnung liegt in der tiefsten Einsenkung der Unterseite, nicht vollkommen zentral, sondern etwas gegen den Analinterradius hin verschoben. Sie wird von dem steil abfallenden Zapfen des Analinterradius und auf den übrigen Seiten von einer flachen Area umgeben, in der die zwischen den Rippen eingesenkten radiären Furchen zusammenlaufen.

Die Analöffnung ist nur ungefähr halb so weit, wie die Mundlücke. Sie liegt gewöhnlich auf halber Höhe der Theka, tief in die anale Interradialrippe eingesenkt und ist von einem System kleiner Plättchen umgeben, die eine Art kurzer Proboscis bilden.

Die Leibeshöhle stellt einen ovalen Hohlraum dar, dessen Durchmesser etwas mehr wie ein Drittel des Breitedurchmessers der Theka beträgt. Die innere, die Leibeshöhle begrenzende Wand der Theka ist vollkommen glatt.

Die Zusammensetzung der Theka aus ihren verschiedenen Skelettelementen ist aus der in Fig. 2 dargestellten Analyse ersichtlich, in der die einzelnen Platten von der Mundöffnung aus in eine Ebene ausgebreitet sind. Die radialen und interradialen Rippen sind durch Nähte voneinander abgegrenzt, die in den zwischen den Rippen liegenden Furchen verlaufen. Jede einzelne

Rippe wird außerdem durch Nähte, die quer über die Rippen hinweglaufen, abgeteilt, und zwar die radialen Rippen in je zwei Platten, die interradialen aber in je vier Platten, von denen jede unterste an die Mundlücke anstößt. Nur der Analinterradius ist etwas komplizierter gebaut; er besteht, abgesehen von den mehr oder weniger zahlreichen Plättchen, die die Afteröffnung umgeben, aus 6 Platten. Gegen den Scheitel zu wird der Verlauf der Nähte undeutlich; wahrscheinlich schaltet sich hier eine aus einem oder mehreren Stücken bestehende Scheitelplatte zwischen die Enden der radialen und interradialen Platten ein.

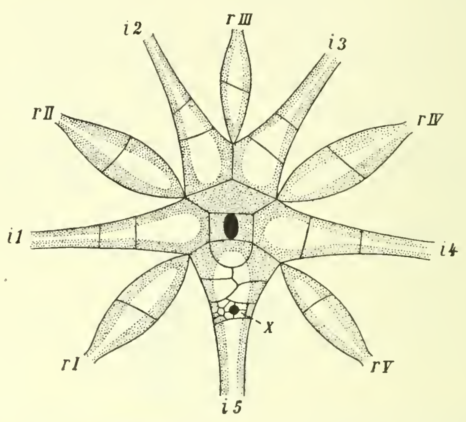
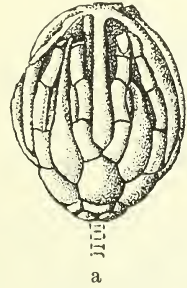


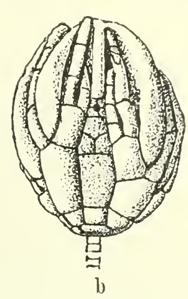
Fig. 2. *Timorocrinus mirabilis* Wanner. Analyse der Kelchdeckenkapsel Die Platten sind von der Mundöffnung (das schwarze Oval in der Mitte) aus in einer Ebene ausgebreitet. Diejenigen Teile der Kelchdecke, die an vollständigen Exemplaren von der Dorsalkapsel und den Armen verdeckt und deshalb nicht sichtbar sind, sind punktiert. *r* I—V radiale Tafeln der Kelchdecke. *i* 1—5 interradiale Tafeln der Kelchdecke. *X* After. Natürliche Größe.

Es bestand nun von Anfang an kein Zweifel darüber, daß bei dem lebenden Tiere über diesem Skelett noch ein zweites gelegen haben muß. Darauf wiesen besonders verschiedene eigentümliche Skulpturen auf der Oberfläche der Theka hin, nämlich schwache grubenförmige Vertiefungen auf den Flanken der Rippen, vor allem in der unteren Partie der Theka und feine streifenförmige Eindrücke in den Furchen. Diese Vertiefungen und Eindrücke wurden zum Teil als Gelenkflächen, zum Teil als Anhaftstellen für Muskeln gedeutet. Es war mir aber auf meiner ersten Timorexpedition nicht gelungen, ein Exemplar aufzufinden, auf dem irgend welche Reste dieses äußeren Skelettes erhalten gewesen wären, obwohl ich schon damals über 20, sonst ausgezeichnet erhaltene Stücke gesammelt habe.

Den letzten Expeditionen auf Timor (1911) ist es nun geglückt, als große Seltenheit mehrere vollständige Exemplare zu entdecken, von denen besonders einige von Herrn Prof. MOLENGRAAFF gesammelte durch eine ungewöhnlich günstige Erhaltung ausgezeichnet sind [1].

Diese vollständigen Exemplare (Fig. 3) zeigen, daß die oben beschriebene Kapsel von mehrfach gegabelten Armen umfaßt wird, an die sich unten ein Kranz von Radialtafeln und eine dicyclische Basis anschließt, woraus ohne weiteres hervorgeht, daß das ganze Gebilde einen echten, vollständigen Crinoideen-Kelch darstellt und daß jene merkwürdige Kapsel als eine in eigentümlicher Weise ausgebildete Kelchdecke aufzufassen ist. Wie wir sehen werden, erinnert der Bau dieses Kelches meiner Ansicht nach unter allen bekannten Crinoideen am meisten an die Gruppe der Cyathocriniden.





a b

Fig. 3 a, b. *Timorocrinus mirabilis* WANNER. Vollständiges Exemplar. a von der Seite des Analinterradius; b von der dem Analinterradius entgegengesetzten Seite. Natürl. Größe. Original im geologischen Museum der Technischen Hochschule in Delft.

Betrachten wir nun im einzelnen seine Zusammensetzung (Fig. 4). Die schüsselförmige Dorsalkapsel besteht aus drei Tafelkränzen. Der oberste Kranz ist aus fünf pentagonalen, ungefähr doppelt so breiten wie hohen Radialtafeln (*R*) und einem quadratischen Anale (*A*) zusammengefügt, das über die obere Kante der Radialia nicht hervorragt. Daran schließen sich fünf Basalplatten (*B*) von gleicher Höhe wie die Radialplatten; vier davon sind pentagonal und nur die im Analinterradius gelegene ist oben abgestutzt und deshalb hexagonal. Die sehr kleinen Infrabasalplatten sind von dem kreisrunden Stilansatz (*S*) fast vollständig bedeckt, weshalb wir vorläufig nicht angeben können, ob dieser Kranz aus fünf, aus drei oder aus einer zu einem Stücke verschmolzenen Platte besteht.

Von den fünf Brachialien erster Ordnung (*BR* 1) sind drei

[1] Für die freundliche Überlassung dieser wertvollen Stücke möchte ich Herrn Prof. MOLENGRAAFF auch an dieser Stelle den verbindlichsten Dank aussprechen.

doppelt so hoch und zwei etwas mehr wie dreimal so hoch wie die Radialplatten. Die durch größere Höhe ausgezeichneten Brachialia gehören dem vorderen (*r* III) und dem rechten hinteren Radius (*r V*) an. Die Brachialia zweiter Ordnung (*BR* 2) sind unter sich alle gleich hoch und zwar ebenso hoch, aber nur halb so breit wie die niedrigeren Brachialia erster Ordnung; sie umfassen die unteren Partien der radialen Rippen der Kelchdecke. Die Armplatten der ersten und der zweiten Ordnung bestehen stets nur aus je einer einzigen Reihe. Dasselbe ist in der Regel auch noch bei den Brachialia dritter Ordnung (*BR* 3) der Fall, während

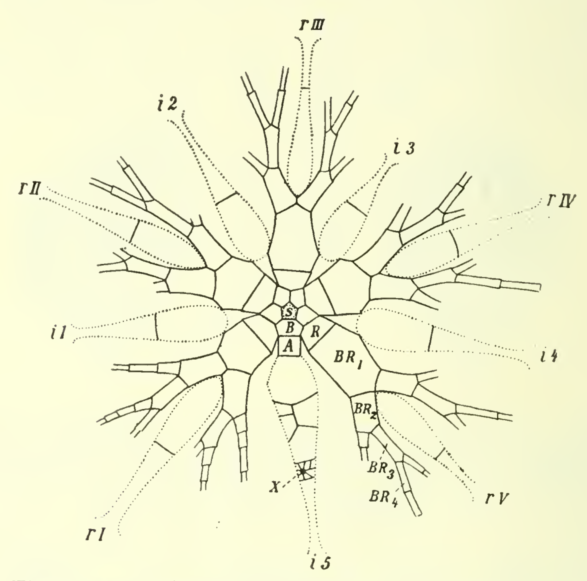


Fig. 4. *Timorocrinus mirabilis* Wanner. Analyse der Krone. *S* Infrabasalia mit dem Stilansatz. *B* Basalia. *R* Radialia. *A* Anale. *BR* 1—4 Brachialia erster bis vierter Ordnung. *r* I—V und *i* 1—5 (punktiert) radiale bezw. interradiale Tafeln der Kelchdecke, soweit sie äußerlich sichtbar sind. *x* After. Natürliche Größe.

die Brachialia vierter Ordnung sich nicht mehr gabeln und aus zwei oder mehr Gliedern bestehen.

Wenn die Arme des Kelches geschlossen sind, wie das bei dem in Fig. 3 abgebildeten Exemplare der Fall ist, sind von der kapselförmigen Kelchdecke nur die äußeren Partien der Rippen sichtbar (siehe auch Fig. 2). Alle übrigen Teile der Kelchdecke sind verhüllt. Die Brachialia liegen in den zwischen den Rippen der Kelchdeckenkapsel verlaufenden Furchen, im geschlossenen Zustande enge an diese Kapsel angeschmiegt. Die Platten der Dorsalkapsel hingegen wölben sich schüsselförmig über die ein-

gesenkte Basis der Kelchdeckenkapsel hinweg, wodurch unter der von der Kelchdecke umschlossenen Leibeshöhle ein zweiter Raum entsteht, der mit der Leibeshöhle durch die Mundöffnung 0 und mit der Außenwelt durch die in die Brachialia eingesenkten Ambulakralfurchen in Verbindung steht (siehe Fig. 5). Auf der Innenseite sind nämlich alle Armstücke ihrer ganzen Länge nach mit einer tiefen Ambulakralrinne versehen, die von einer doppelten Reihe winziger alternierender Plättchen bedeckt war. Auf der unteren Partie der Kelchdeckenkapsel waren diese Plättchen mit ihrer Außenseite in entsprechende sehr flache rinnenförmige Grübchen eingefügt, die an mehreren gut erhaltenen Stücken deutlich zu erkennen sind.

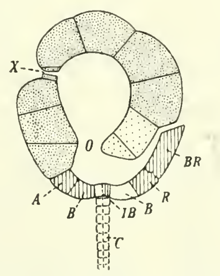


Fig. 5. *Timorocrinus mirabilis* Wanner. Vertikalschnitt durch die Ebene des Analinterradius. Die Platten der Kelchdeckenkapsel sind punktiert; da, wo der Schnitt durch die Nahtfläche angrenzender Platten geht, sind diese grobpunktiert. Die Platten der Dorsalkapsel und Arme sind schraffiert bezw. da, wo der Schnitt durch die Nahtfläche angrenzender Platten geht, weiß gelassen. *C* Stiel (schematisch ergänzt). *IB* Infrabasalia. *B* Basalia. *R* Radialia. *A* Anale. *BR* Brachialia. *O* Mundöffnung. *X* Analöffnung. Natürliche Größe.

Die Verbindung der Dorsalkapsel und der Arme mit der Kelchdecke ist eine sehr lockere, weshalb wir in fossilem Zustande fast immer nur die massive Kelchdeckenkapsel allein antreffen. Nur die tiefste Platte des Analinterradius der Kelchdecke ist mit ihrer Unterseite mit dem Anale der Dorsalkapsel verbunden, aber ohne deutliche Gelenkfläche. Der Zusammenhalt von Dorsalkapsel und Armen mit der Kelchdeckenkapsel wird hauptsächlich durch die Brachialia erster und zweiter Ordnung bewirkt, die sich enge an die untere Partie der Rippen der Kelchdeckenkapsel anschmiegen, indem sie mit ihren Seiten in die oben erwähnten gruben- und spaltförmigen Vertiefungen auf den Flanken der Rippen hineingreifen. Infolgedessen dürften auch die Brachialia erster und zweiter Ordnung unbeweglich und nur die Brachialia dritter und vierter Ordnung imstande gewesen sein, sich zu öffnen.

Besprechungen.

G. Linck: Fortschritte der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie. Herausgegeben im Auftrage der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft. 2. 1912. Jena bei Gustav Fischer. 304 p. 13 Abbildungen (vgl. dies. Centralblatt. 1911. p. 719).

Der zweite, das Jahr 1911 betreffende Band der „Fortschritte" enthält außer einem Bericht über die Hauptversammlung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft in Heidelberg-Karlsruhe: R. Brauns Bericht über die Tätigkeit des Damnu im Jahre 1911 (p. 4—8). A. Bergeat: Epigenetische Erzlagerstätten und Eruptivgesteine (Referat erstattet in Karlsruhe) (p. 9—23). J. H. L. Vogt: Über die Bildung von Erzlagerstätten durch magmatische Differentiation (Referat erstattet in Karlsruhe) (p. 24—40). H. Tertsch: Neuere Studien über Kristalltrachten (p. 41—61). A. Ritzel: Kristallplastizität (p. 62—73). F. Wallerant: Physikalische Eigenschaften isomorpher Mischkristalle (p. 74—86). H. Stremme: Die Chemie des Kaolins (p. 67—128). A. Schwantke: Neue Mineralien (p. 129—144). R. Görgey: Schöne und bedeutende Mineralfunde (p. 145—162). L. Milch: Die primären Strukturen und Texturen der Eruptivgesteine (p. 163—207). U. Grubenmann: Struktur und Textur der metamorphischen Gesteine (p. 208—226). F. Berwerth: Fortschritte in der Meteoritenkunde seit 1900 (Fortsetzung) (p. 227—258). (Fortsetzung und Schluß sollen im Band 3, 1913 folgen). K. Schulz: Die spezifische Wärme der Mineralien und der künstlich hergestellten Stoffe von entsprechender Zusammensetzung (p. 259—304). Unter letzteren Titel sollen durch die nächsten Bände der „Fortschritte" fortlaufende Zusammenstellungen über die neueren Bestimmungen physikalischer und chemischer Konstanten von natürlichen und künstlichen Mineralien veröffentlicht werden. Es wird erhofft, daß auf diesem Wege ein wertvolles Nachschlagewerk entsteht, welches zu neuen Untersuchungen anregt. Deshalb ist auch dieses Kapitel ganz an den Schluß des Bandes gestellt, um es leicht herausnehmen und die Teile später zu einem Bande vereinigen zu können. Der Abschnitt über die neuen Mineralien ist in diesem Bande mit den erforderlichen Literaturnachweisen versehen. Hoffentlich finden diese Fortschritte wieder den verdienten Anklang bei den Mineralogen, wie sie ihn schon in ihrem ersten Bande in so reichem Maße gefunden haben. Je mehr dies geschieht, desto mehr wird die Deutsche Mineralogische Gesellschaft in der Lage sein, sie immer weiter und vollständiger auszugestalten. **Max Bauer.**

Tables annuelles de constantes et données numériques de chimie, de physique et de technologie publiées sous le patronage de l'association internationale des académies par le Comité internationale nommé par le VII. Congrès de Chimie appliquée, London 2. Juni 1909. 1. Für 1910. Paris, Leipzig, London und Chicago 1912. 727 p. 4°.

Durch den siebenten internationalen Kongreß für angewandte Chemie in London, Juni 1909, ist ein internationaler Ausschuß zur Herausgabe von Jahrestabellen chemischer, physikalischer und technologischer Konstanten und Zahlenwerte begründet worden, dessen Protektorat im Mai 1910 die internationale Association der Akademien übernommen hat.

Dieser Ausschuß besteht aus den Herren: M. Bodenstein (Hannover), G. Bruni (Padua), Ernst Cohen (Utrecht), Ch. Marie (Paris) und N. T. M. Wilsmore (London). Generalsekretär ist Ch. Marie (Paris).

Die Jahrestabellen sollen alljährlich, beginnend mit 1911, erscheinen und eine nach Möglichkeit vollständige Sammlung aller im Vorjahre veröffentlichten zahlenmäßigen Messungsergebnisse bieten. Sie sollen damit für den in Wissenschaft und Technik arbeitenden Chemiker und Physiker eine Materialsammlung bringen, wie sie hinsichtlich des Inhalts, der Vollständigkeit und der Frühzeitigkeit des Erscheinens keines der vorhandenen Sammelwerke enthält, die ähnliche, aber nicht identische Ziele anstreben. Die nötigen Geldmittel sind durch Zuwendungen seitens einiger Regierungen, Akademien, Gesellschaften und privaten Förderer der Wissenschaft zur Verfügung gestellt worden, und das gleiche darf, neben den Einkünften, welche das Unternehmen selbst erhoffen läßt, für die Fortführung desselben in Zukunft erwartet werden.

Der jetzt erschienene erste Band dieses wichtigen Unternehmens für 1910 enthält eine Anzahl allgemeiner Mitteilungen, darunter namentlich ein Verzeichnis der Mitarbeiter und der von diesen in Betracht gezogenen Zeitschriften. Viele der mitgeteilten Tabellen sind auch für den Mineralogen und Petrographen von Bedeutung, besonders der Abschnitt, der der Kristallographie und Mineralogie speziell gewidmet ist (p. 537—588). Er ist von L. J. Spencer in London bearbeitet und enthält: Neubestimmungen an Mineralien, unorganischen und organischen Verbindungen, neue Kristallformen an Mineralien, Brechungsindizes bei verschiedenen Temperaturen, angenäherte Bestimmung von Brechungsindizes einer großen Anzahl von Substanzen, Zirkularpolarisation kristallisierter Substanzen, Isomorphismus kristallisierter Körper, elektrischen Leitungswiderstand von Kristallen bei hohen Temperaturen. Nach der ganzen Anlage ist zu hoffen, daß dieses zweckmäßige Unter-

nehmen Bestand hat und daß jedes Jahr dem wissenschaftlich arbeitenden Mineralogen ein solcher Band in die Hand gegeben wird, in dem er die Ergebnisse der vorjährigen Untersuchungen so vollständig und so bequem zusammengestellt findet.

Max Bauer.

Wolfgang Brendler: Mineraliensammlungen. Ein Hand- und Hilfsbuch für Anlage und Instandhaltung mineralogischer Sammlungen. II. Teil. Leipzig bei Wilhelm Engelmann. 1912. 699 p.

Über den ersten Teil dieses Buches ist schon früher berichtet worden (dies. Centralbl. 1909. p. 380). Der vorliegende zweite Teil enthält eine Zusammenstellung der bisher bekannten Mineralien nach dem System von P. Groth. Für jedes werden außer den Synonymen mit wenigen Worten die wichtigsten Eigenschaften angegeben und dann die Fundorte aufgeführt, nicht so vollständig, wie in den Handbüchern von Hintze und Dana, aber ausführlicher, als in den gewöhnlichen Lehrbüchern. Unrichtige Angaben älterer Werke werden richtig gestellt. Besondere Sorgfalt wurde den grönländischen Fundorten gewidmet, um vielfach Irrtümer bezüglich der dortigen Mineralien zu berichtigen. Das hat ja wohl in der Hauptsache schon Boeggild in seiner: Mineralogia groenlandica besorgt (dies. Centralbl. 1908. p. 338, 375, 403), die aber nicht angeführt ist. Ob die Zusammenstellung von Fundorten in der vorliegenden Form für die ernsthaften Mineraliensammler von großem Wert ist, ist wohl zweifelhaft, es hätte doch wenigstens für jeden Fundort die Art und Weise des Vorkommens angegeben werden müssen. Dem Text folgen auf 12 Seiten Nachträge und Berichtigungen. Sehr ausführlich sind die Register, deren zwei vorhanden sind, ein Mineralregister und ein geographisches Register. Den Schluß bildet ein Verzeichnis der Abkürzungen und Erklärung geographischer Namen in den verschiedenen Sprachen, die hier in Betracht kommen, was sicherlich vielfach von Nutzen sein und dankbar aufgenommen werden wird.

Max Bauer.

Personalia.

Angenommen: Prof. Dr. **H. Stille** in Hannover den Ruf als Nachfolger von Geh.-Rat Prof. Dr. H. Credner in Leipzig.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. Oktober 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1912. No. 20.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr
Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.



Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Die Eruptivgesteine der Insel Samos.

Von **Josef Butz** aus Coblenz.

Mit 1 Kartenskizze.

Literatur.

H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Stuttgart 1905, 1907, 1908.

R. Nasse, Ein Ausflug nach Samos. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1875.

H. Hauttecoeur, La principauté de Samos. Bruxelles 1901.

R. Kiepert, Karte von Kleinasien. C I Smyrna. Berlin 1905.

Χάρτης τῆς Ἡγεμονίας Σάμου ὑπὸ Σ. Αἰγινήτου.

The Geological and Natural History Survey of Minnesota volume V of the final report by N. H. Winchell. St. Paul, Minnesota 1900.

Die Eruptivgesteine der Insel Samos.

Vorbemerkungen.

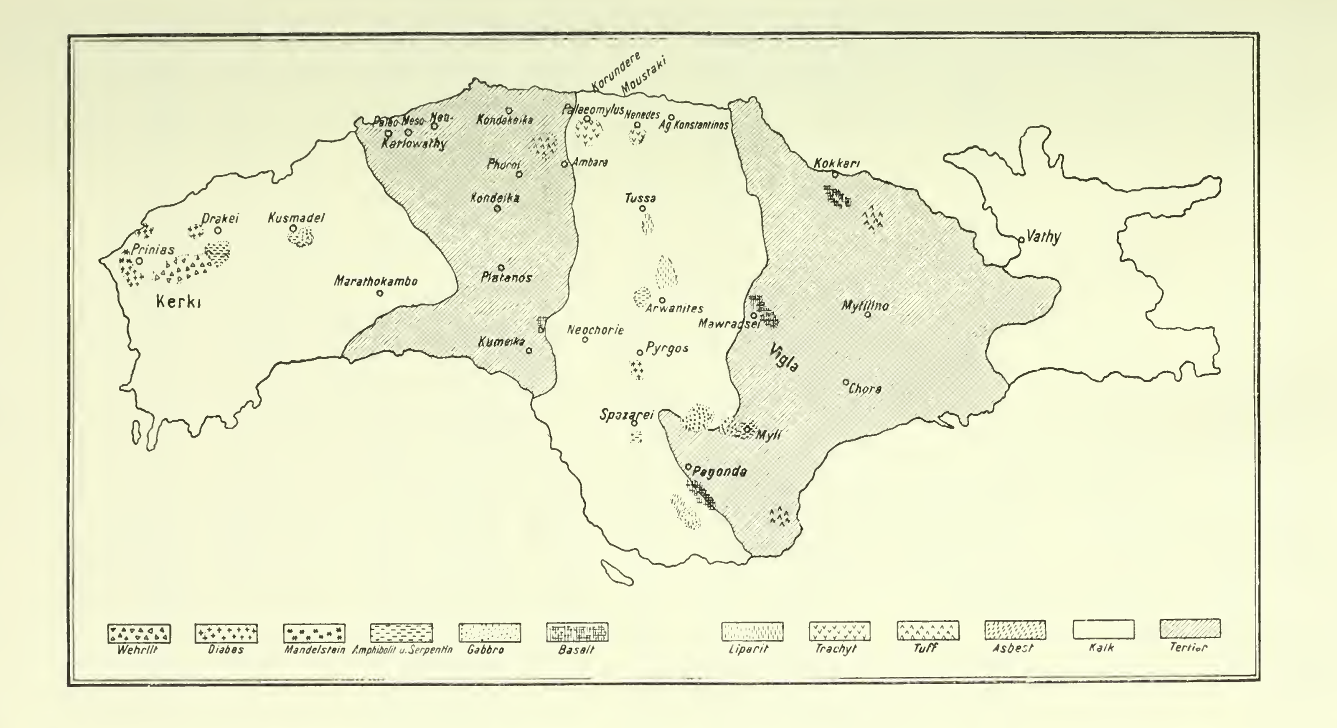
Das der nachstehenden Arbeit zugrunde liegende Material ist von Herrn Prof. Dr. Th. Wegner gesammelt worden.

Der petrographischen Untersuchung habe ich als Einleitung eine kurze Übersicht über die Lage und den Aufbau der Insel vorausgeschickt. Zur Erleichterung des Verständnisses habe ich eine Übersichtskarte beigefügt und hierein das Auftreten der untersuchten Gesteine nach den von Herrn Professor Wegner gemachten Angaben eingetragen. Die Karte macht keinen Anspruch auf absolute Genauigkeit, sie soll lediglich zur allgemeinen Orientierung über die Lagerung der untersuchten Gesteine dienen. Zwecks genauerer Kenntnis der geologischen Verhältnisse verweise ich auf die demnächst erscheinende Karte von Samos des Herrn Professors Wegner.

Das Auftreten und den geologischen Verband der Gesteine wird Herr Professor Wegner ausführlicher darstellen, auf mehrere wichtige Einzelheiten habe ich bei der Besprechung der einzelnen Gesteine hingewiesen.

A. Geographische und geologische Übersicht.

Die Insel Samos umfaßt einen Flächenraum von 468,3 qkm. Sie hat ihre größte Ausdehnung in der Richtung von Nordosten nach Südwesten. Die äußersten Punkte liegen 44 km voneinander


Korundere
Moustaki
Paleo-Meso-Neo-
Karlowathy
Kondakeika
Pallaeomylus
Nenedes
Ag Konstantinos
Phurni
Ambara
Kokkari
Kondeika
Tussa
Drakei
Kusmadel
Vathy
Prinias
Platanos
Marathokambo
Kerki
Arwanites
Myfilino
Mawradsei
Neochorie
Kumeika
Pyrgos
Vigla
Chora
Spazarei
Myli
Pagonda
Wehrlit
Diabas
Mandelstein
Amphibolit u. Serpentin
Gabbro
Basalt
Liparit
Trachyt
Tuff
Asbest
Kalk
Tertiar

entfernt. Die Breite beträgt zwischen der Hauptstadt Vathy und der Meeresbucht von Mesokambo nur 6 km, wächst aber im mittleren Teile der Insel bis auf 19 km an.

Drei Gebirgsmassive durchqueren die Insel und bilden größere Höhen. Jedes derselben entspricht einer Antiklinalen, deren Bau jedoch durch Verwerfungen mannigfache Störungen erlitten hat.

Das höchste der drei Gebirge ist der Kerki im Westen der Insel. Mit schroffen Abhängen steigt er fast unmittelbar aus dem Meere auf, nur im Süden durch ein schmales Vorland von diesem getrennt, und bildet nur einen einzigen, wenig gegliederten Bergklotz. Seine höchste Spitze, der Vigla, erreicht eine Höhe von 1440 m (?).

Das in der Mitte der Insel liegende Massiv wird Karvuni oder Ambelos genannt. Dieser Gebirgszug hat eine bedeutend größere Oberfläche als der erstgenannte. Er zieht sich etwa von der Mitte der Insel in mehreren Ketten nach der Nord- und Südküste hin. Seine höchste Erhebung ist der Prophet Elias (1006 m).

Das östliche Massiv der Insel ist verhältnismäßig niedrig. Es erreicht nur 343 m.

Zwischen den drei Massivs liegen die beiden flachwelligen Berglandschaften von Mytilini und Karlovathy.

Die drei Gebirgsmassive bestehen nach den noch nicht veröffentlichten Untersuchungen Wegner's aus älteren Gesteinen, vorwiegend kristallinischen und halbkristallinischen Kalksteinen mit mehr oder weniger mächtigen Einlagerungen von Glimmerschiefern, die jedoch jenen Kalksteinschichten gegenüber stark zurücktreten.

Die zwischen den drei Sätteln liegenden flachwelligen Berglandschaften setzen sich aus pliocänen Kalken, nebst Tuffen und Konglomeraten zusammen.

B. Petrographischer Teil.

Die Eruptivgesteine finden sich in dem mittleren und westlichen Massiv, und zwar zum großen Teil im Innern derselben. Nur die Basalte liegen am Ostrande der Karvunikette nach dem Tertiärbecken von Mytilini hin; zwei Basaltvorkommen, bei Kokkari und Mawradsei, treten innerhalb tertiärer Ablagerungen auf. Außerdem findet sich ein kleines, mit Leucitbasanit zusammenhängendes Basaltvorkommen bei Kumeika im Tertiär.

Eine Untersuchung der Eruptivgesteine von Samos ist bisher noch nicht vorgenommen worden, die bisher über die Insel angestellten mineralogischen und petrographischen Untersuchungen erstreckten sich auf einige angeblich nutzbare Erzlagerstätten.

R. Nasse und H. Hauttecoeur machen in den oben genannten Schriften auch einige geologische und petrographische Mitteilungen. Die Angaben über die Eruptivgesteine beschränken sich jedoch

auf wenige Zeilen. Nasse[1] sagt darüber folgendes: „Dem Schichtensystem der metamorphischen Schiefer gehören gewisse feinkörnige, mikrokristallinische, meist kalkreiche chloritische und gabbroartige Gesteine an, mit welchen zugleich Serpentine vorkommen. Diese Gesteine treten, wenn auch nicht an ein bestimmtes Niveau gebunden, doch mit großer Regelmäßigkeit unter den mächtigen Kalkstein- und Marmorablagerungen auf, welche das obere Niveau des ganzen Schichtensystems zu bilden scheinen und ganz besonders am Kerki entwickelt sind, aber auch im mittleren Teile der Insel, am Ambelos, die Höhen der Bergzüge bilden. Am Kerki wird man an den Diabas unserer Devonformation erinnert. Zwischen dem Kerki und dem Ambelos sind roter Quarzporphyr und Porphyrit, welcher in grünlichgrauer dichter Grundmasse entweder nur Orthoklas oder Orthoklas mit Hornblende oder mit schwarzem Glimmer oder beide letztere Mineralien neben dem Orthoklas eingesprengt enthält." Hauttecoeur, der im wesentlichen die Angaben Nasse's benutzt, behauptet[2] außerdem, die kristallinen Felsen seien zum Teil Diorite und erwähnt vom Kerki ein dioritisches Gestein.

Die angeführten Stellen enthalten alles, was bisher über die Eruptivgesteine der Insel bekannt geworden ist. Hiervon ist die Angabe über das Vorhandensein von Diorit nicht richtig; unter den von Prof. Wegner gesammelten Gesteinen befindet sich überhaupt kein Diorit. Den Fundpunkt für Quarzporphyr und Porphyrit hat Nasse nicht genauer bezeichnet. Wahrscheinlich meint er mit den in Frage stehenden Gesteinen die bei Paläomylos vorkommenden Trachyte, deren makroskopisches Aussehen, wie wir sehen werden, zu der von Nasse gegebenen Beschreibung paßt.

I. Ältere Gesteine und ihre Umwandlungsprodukte.

Die älteren Gesteine der Insel sind ausschließlich sogenannte basische bezw. ultrabasische Gesteine nämlich Gabbro, begleitet von Amphibolit und Serpentin, sowie Diabase und Wehrlite.

Das Hauptverbreitungsgebiet des Gabbro liegt im südlichen Teile der Karvunikette, wo die Gabbros in vier oberirdisch voneinander getrennten Vorkommen unter den kristallinen Kalken hervortreten; ein kleineres Gabbrovorkommen findet sich als stockartige Einlagerung im Kerkimassiv bei Kusmadei.

Die Wehrlite bilden den Kern des Kerkimassivs, um den sich die Diabase als niedrigere Kuppen herum gruppieren; außerdem existiert in der Karvunikette am nördlichen Rande des Gabbrokomplexes ein kleines Diabaslager in Form einer länglichen Kuppe.

---

[1] R. Nasse, l. c. p. 234.
[2] l. c. p. 17.

1. Gabbro.

Der Gabbro von Samos besitzt eine ziemlich grobkörnige, echt gabbroartige Struktur. Wenn wir die sämtlichen Gabbrogesteine makroskopisch miteinander vergleichen, so können wir drei Typen unterscheiden. Erstens Saussuritgabbro, bestehend aus graulichschwarzem Diallag und einer weißlichen, löcherigen Masse von Epidot und Zoisit, der das südlich von Pagonda gelegene Gabbrolager bildet. Zweitens Smaragditgabbro, der statt des Diallags lebhaft grüne, smaragditische Hornblende sowie gelblichweißen Feldspat enthält und nördlich von Pagonda sowie bei Myli vorkommt. Drittens Uralitgabbro, der ein Übergangsglied zwischen den beiden erstgenannten Typen bildet, indem er die beiden farbigen Gemengteile nebeneinander enthält. Er findet sich hauptsächlich bei Spazarei, dann aber auch bei Myli.

Saussuritgabbro.

Die in dem Saussuritgabbro enthaltenen Diallagkristalle erreichen eine Länge bis zu 4 cm und lassen in ausgezeichneter Weise die drei charakteristischen Spaltungsrichtungen bezw. die Querabsonderung erkennen sowie den perlmutterartigen Schimmer, der ziemlich gleichmäßig über die ganze Spaltfläche ausgebreitet ist.

Diese Diallagkristalle liegen in einer feldspatähnlichen löcherigen Grundmasse von weißer, stellenweise schwach grünlicher oder gelblicher Farbe. Wenn man das Gestein mit der Lupe betrachtet, so erkennt man, daß die Grundmasse im wesentlichen aus zahlreichen kleinen Zoisitkristallen und Epidotflecken besteht, welch letztere auch in größeren Partien bis zu 1 cm Durchmesser auftreten.

Als Übergemengteile kommen klare Apatitnadeln vor, die, einzeln oder auch zu einem Knäuel vereinigt, an mehreren Stellen des Handstückes gut mit bloßem Auge wahrzunehmen sind.

Äußerst merkwürdig, weil bisher in Gabbros noch nicht beobachtet, ist das Vorkommen von Turmalin in diesem Gestein. Derselbe bildet schwarze, metallisch glänzende, feine Nadeln, die eine Länge bis zu 1 cm erreichen und an den Kanten grün durchscheinend sind. An einzelnen Stellen des Gesteins sind die Turmalinkristalle stark angehäuft und lassen zum Teil eine strahlige Anordnung erkennen. Sie liegen entweder als einzelne Kristalle im Feldspat, oder es sind mehrere zu einem Bündel in der Richtung der Hauptachse parallel miteinander verwachsen.

Uralitgabbro.

Der Uralitgabbro von Spazarei läßt an dem Diallag mit bloßem Auge eine deutliche Zonenbildung erkennen, indem die äußere, etwas hellere grünliche Randpartie einen dunkleren Kern umschließt.

Als Übergemengteile sind hier gut ausgebildete Pyritkristalle verbreitet; sie sind gebräunt, und ihr Durchmesser beträgt gewöhnlich 2—3 mm. An dem Uralitgabbro von Myli ist ein an der Oberfläche deutlich ausgeprägter Übergang in Amphibolit von besonderem Interesse.

Smaragditgabbro.

Die Smaragditgabbros zeigen schon hinsichtlich der Struktur den beiden anderen Typen gegenüber einen wesentlichen Unterschied insofern als neben der richtungslos körnigen Struktur, welche bei dem Saussuritgabbro und Uralitgabbro ausschließlich vorhanden ist, auch Handstücke mit ausgeprägter Schichtung und intensiver Faltung vorliegen.

Der Smaragdit zeigt die charakteristische, lebhaft grüne Farbe und schwachen Perlmutterschimmer auf den Spaltflächen.

Die keine kristallographische Begrenzung aufweisenden Feldspäte erscheinen an der Oberfläche matt und derb, sind stellenweise durch Eisen schwach rötlich bis bräunlich gefärbt, auf frischem Bruch muschelig, sehr fein kristallinisch und von blendend weißer Farbe. Smaragditkristalle findet man nicht selten in den Feldspat eingedrungen.

Auch hier sind als Übergemengteile kleine schwarze Turmalinnadeln zu erkennen.

a) Feldspat und seine Umwandlungsprodukte.

Sämtliche Gabbros sind, wie schon erwähnt, stark saussuritisiert, das heißt die Feldspäte sind in ein Gemenge von Epidot und Zoisit aufgelöst. Diese beiden Umwandlungsprodukte bilden in dem Saussuritgabbro eine mikroskopisch feinkörnige Grundmasse, indem sie den ursprünglich vorhandenen Feldspat bis auf verschwindend geringe Reste ersetzen.

In dem Uralitgabbro von Spazarei finden wir kleine rundliche und verzahnte Feldspatpartien als Ausfüllungsmasse zwischen größere Uralitkristalle eingeklemmt.

Dagegen finden wir größere zusammenhängende Feldspatindividuen nur in den Smaragditgabbros, aber auch hier nirgendwo mit kristallographischer Abgrenzung. Häufiger noch als größere zusammenhängende Feldspatpartien finden sich auch in den Smaragditgabbros körnige Aggregate verzahnter Feldspatkörner, farblos und wasserklar, von quarzähnlichem Aussehen mit gut entwickelter Pflasterstruktur.

Diese kataklastische Struktur sowie das quarzähnliche Aussehen und das Fehlen von Zwillingsbildung deuten auf Kontaktwirkungen durch später aufdringende Lava unter teilweiser Erweichung des Gesteines. Hierbei hat offenbar eine Neubildung

von Feldspat stattgefunden. Daß der sämtliche hier vorhandene Feldspat nicht als der primäre, sondern als eine ganz junge Neubildung anzusehen ist, ergibt sich, abgesehen von den bisher angeführten Tatsachen, zweifellos aus folgender Erscheinung. Der vorliegende Feldspat ist dem Uralit bezw. Smaragdit gegenüber nirgends idiomorph; es hat sich aber, wie gleich des näheren dargelegt wird, der Uralit bezw. Smaragdit erst nachträglich aus dem Diallag gebildet. Außerdem beherbergt der Feldspat eine ganze Menge grüner Uralitnadeln als regellos angeordnete Einschlüsse, und Feldspatmasse umschließt an vielen Stellen rings die faserigen Büschel und Nadeln, in welche die Uralitkristalle vielfach aufgelöst sind.

Als weitere Einschlüsse sind Epidot- und Zoisitkristalle vorhanden, welche mitunter recht bedeutende Dimensionen annehmen und zuweilen stark angehäuft sind. Außerdem treten im Feldspat winzig kleine bis punktartige Einschlüsse auf von grünlicher Substanz.

Die Epidotkristalle zeigen eine mehr oder weniger isometrische Ausbildung und sind farblos oder gelblich mit geringem gelblichgrünem Pleochroismus. Die gefärbten sind häufiger in dem Smaragditgabbro als in dem Saussuritgabbro verbreitet.

Der Zoisit tritt hauptsächlich in Form kleiner Säulchen oder Streifen auf; in den Smaragditgabbros bildet er auch Leisten, die Feldspatleisten sehr ähnlich sehen, von diesen aber leicht durch die indigoblauen Interferenzfarben unterschieden werden können.

Die größeren Feldspatpartien zeigen mitunter häufig wiederholte Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz. Für die Größe der Auslöschungswinkel in Schnitten, die etwa senkrecht zur positiven Bisektrix getroffen waren, habe ich folgende Werte gemessen: bei einem Kristall 21,1°, bei einem anderen Kristall 20,7°. Dementsprechend käme der neugebildete Feldspat dem Labrador, welcher senkrecht zu $\mathfrak{c}$ die Auslöschung von 22° aufweist, sehr nahe.

Dieses Ergebnis stimmt auch ganz gut mit dem Resultat überein, welches die Auslöschungsschiefen aus der Zone senkrecht zu M (010) ergeben. Hier habe ich nämlich gemessen:

26,0°	23,9°	27,0°
21,1°	24,5°	22,8°

Auch hiernach läge ein dem Labrador sehr nahestehender Feldspat vor.

Über den Feldspat dieser Gabbros wissen wir also: *der ursprüngliche Feldspat ist nicht mehr vorhanden, sondern in Saussurit verwandelt. Der vorliegende Feldspat ist eine Neubildung und gehört dem Labrador an.*

(Fortsetzung folgt.)

Beiträge zur Kenntnis der thermischen Dissoziation und der Konstitution leicht zerlegbarer Mineralien.

Von **K. Friedrich** in Breslau.

Mit 25 Textfiguren.

In No. 6 und 7 dieses Centralblattes, Jahrgang 1912, habe ich über ein Verfahren berichtet, welches uns mit einfachen Mitteln eine Erweiterung und Vertiefung unserer Kenntnisse über die thermische Dissoziation und die Konstitution leicht zerlegbarer Mineralien in Aussicht stellt. Es beruht auf der Aufnahme der Erhitzungskurven und läßt sich für alle solche Mineralien in Anwendung bringen, bei denen die Abspaltung flüchtiger Bestandteile wie H_2O [1], SO_3, CO_2, S, As usw. mit Wärmetönungen verknüpft ist, die so stark sind, daß sie in den Bereich der Meßbarkeit unserer Apparatur fallen.

In der ersten Mitteilung, welche den Leser hauptsächlich mit der Apparatur, den theoretischen Grundlagen des Verfahrens und der Bewertung seiner Ergebnisse bekannt machte, waren zum Schlusse noch einige Resultate aufgeführt, welche die Untersuchung künstlicher Sulfate geliefert hatte. In der vorliegenden Publikationsreihe soll nun über Ergebnisse berichtet werden, die mit natürlichen Mineralvorkommen erhalten wurden. Neben der thermischen Methode, die sich auf die Aufnahme von Erhitzungskurven stützt, sollen hierbei auch solche Hilfsverfahren in den Bereich der Arbeit mit einbezogen werden, die in meinem Institut inzwischen ausgebildet wurden und zur Ergänzung der thermischen Untersuchungen dienen.

I.

Mit L. Garrett Smith.

Die in diesem ersten Abschnitt beschriebenen Versuche, die aus Mitteln der Jubiläums-Stiftung der deutschen Industrie ausgeführt wurden, hatten zum Ziele, thermische Daten für die wichtigeren, einfachen, natürlichen Carbonate zu erbringen. Hierbei wurde in erster Linie angestrebt, untereinander vergleichbare Werte für die Dissoziationstemperaturen der leichter zersetzbaren Körper dieser Gruppe zu erhalten. In zweiter Linie suchte man

[1] Zufolge einer bei mir nach dem Erscheinen der genannten Arbeit eingegangenen brieflichen Mitteilung seitens des Herrn Geheimrat Professor Dr. Rinne in Leipzig ist, was mir bei der Niederschrift der Arbeit unbekannt war, die Methode der Aufnahme von Erhitzungskurven für wasserhaltige Mineralien bereits von le Chatelier (für Gips) und aber auch von Rinne selbst (für Chlorbarium und Zeolithe) angewendet worden. Ich benutze gern die Gelegenheit, meine Ausführungen nach dieser Richtung hin hierdurch zu ergänzen bezw. richtigzustellen.

sich über eventuelle Umwandlungen und die Existenz basischer Salze Aufschluß zu verschaffen.

An ausgesucht reinen Materialien standen für diese grundlegenden Versuche zur Verfügung:

Cerussit von Mies bei Bleiberg in Kärnten, Zinkspat von Thasos, Türkei, Eisenspat von Ivigtut, Grönland, von Neudorf a. Harz und von Niederschelden, Westfalen, Manganspat von Lake-Co., Kolorado, sowie von Peru, Magnesit von Kaisersberg, Steiermark, Kalkspat von Löwenberg, Schlesien, Aragonit von Bilin, Böhmen, Strontianit von Hamm, Westfalen, und Witherit von Alston, Cumberland, sowie von einem unbekannten Fundort.

In der Literatur finden sich nachstehende Angaben:

Bleicarbonat wird in der Hitze (200^0 C) in Bleioxyd und Kohlensäure zerlegt. (Schnabel, Handbuch der Metallhüttenkunde. 1901. **1.** p. 395.) Aus seinen Versuchen folgert Colson durch Extrapolation, daß bei der Zersetzung von $PbCO_3$ bei 302^0 Atmosphärendruck für Kohlensäure erreicht wird. Brill berechnet aus den Colson'schen Daten die Dissoziationstemperatur, d. i. die Temperatur, wo der Dissoziationsdruck der Kohlensäure gleich einer Atmosphäre ist, zu $T(abs) = 610^0$. (C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie. 1911. **1.** p. 514.)

Zinkcarbonat. Die vollständige Entfernung der Kohlensäure tritt ein: beim Erhitzen auf 300^0 in der Dauer von einer Stunde, beim Erhitzen auf 400, 500, 800 und 900^0 in der Dauer von je $^1/_2$ Stunde (Doeltz und Graumann, Handbuch der Mineralchemie von C. Doelter. 1911. **1.** p. 447). Aus dem Galmei läßt sich die Kohlensäure schon bei mäßiger Rotglut austreiben, während die vollständige Zersetzung des Calciumcarbonats erst in heller Rotglut erfolgt. (Schnabel, Handbuch der Metallhüttenkunde. 1904. **2.** p. 28.)

Eisencarbonat. Akerman gibt die zur Zersetzung der Eisencarbonate erforderliche Temperatur zu $300-400^0$ C. an. (Ledebur, Handbuch der Eisenhüttenkunde. 1. Abt. 1906. p. 252. Anm. 2.)

Mangancarbonat. Nach Joulin liegt die Zersetzungstemperatur bei ca. 320^0, nach Berechnungen von O. Brill erreicht der Dissoziationsdruck der Kohlensäure den Betrag von einer Atmosphäre bei $T = 632^0$. (C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie. 1911. **1.** p. 416.)

Magnesiumcarbonat. Rose fand, daß Magnesiumcarbonat bei $200-300^0$ CO_2 abgibt, und schon bei schwachem Glühen kohlensäurefreies MgO erhalten wird. Marchand und Scheerer hingegen kamen zu dem Resultate, daß man aus Magnesiumcarbonat auch durch intensives und lang anhaltendes Glühen nicht die gesamte Kohlensäure austreiben kann. Nach Anderson verliert das „schwere Carbonat“ erst bei Temperaturen oberhalb 810^0 alle

Kohlensäure. Michaelis gibt an, daß Magnesit bei 300° noch keine Kohlensäure abspaltet, während das kristallwasserhaltige Carbonat $MgCO_3 \cdot 3H_2O$ bei dieser Temperatur vollständig zersetzt wird. Nach Vestenberg's und Wülfing's Versuchen zerlegt sich Magnesit leichter als Dolomit und zwar bei ca. 500° bezw. etwas darüber, während die Zersetzungstemperatur des Dolomits viel höher liegt. Brill endlich gelangte durch Gewichtsbestimmungen bei allmählich gesteigerter und genau bestimmter Temperatur zu dem Schlusse, daß der Dissoziationsdruck der Kohlensäure des kristallisierten Magnesiumcarbonats bei 445° den Betrag von einer Atmosphäre erreicht. Die Zersetzung erfolgt stufenweise, woraus er auf die Existenz einer ganzen Reihe von basischen Carbonaten schließt. (C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie. 1911. 1. p. 230—234.) Bei gegebener Temperatur ist die Kohlensäurespannung bedeutend größer wie beim analogen Calciumcarbonat. (Abegg, Handbuch der anorganischen Chemie. 2. 2. Abt. p. 67.)

Calciumcarbonat, Kalkspat Die Dissoziationstemperatur (s. oben unter Bleicarbonat) wird nach älteren Versuchen zu 812—825°, nach neueren zu 898—920° angegeben. 812° fand le Chatelier auf Grund von Gleichgewichtsuntersuchungen. Bei dieser Temperatur tritt aber noch keine rasche Zersetzung ein, sondern erst bei ca. 925°, wo sie konstant bleibt. Die Geschwindigkeit der Reaktion $CaCO_3 = CaO + CO_2$ ist eine endliche und wird erst bei höheren Temperaturen so groß, daß die Zersetzung rasch erfolgt. Brill bestimmte nach dem gleichen Verfahren wie beim Magnesiumcarbonat die Dissoziationstemperatur zu 825°; Kalkspat bildet keine basischen Carbonate. Herzfeld konnte bei mehrstündigem Brennen bei 900° die Kohlensäure aus Kalkstein vollständig austreiben, aus Marmor erst bei 1030°. Nach Zavrieff erreicht Marmor erst bei 920° einen Kohlensäuredruck von 763 mm Quecksilber. Riesenfeld endlich und Johnston geben die Dissoziationstemperatur von Calciumcarbonat zu 908° ± 5° bezw. 898° an. (C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie. 1911. 1. p. 291—295.)

Calciumcarbonat, Aragonit. Bei der Umwandlung von Aragonit in Calcit, die von O. Mügge bei 410°, von Boeke bei 470° studiert wurde, konnte von diesen Forschern keine Wärmetönung beobachtet werden. Bei höheren Temperaturen ist das Verhalten des Aragonits das gleiche wie beim Calcit. (C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie, 1911. 1. p. 344.)

Strontiumcarbonat verliert nach Schaffgotsch bei mäßiger Weißglut die gesamte CO_2. Nach le Chatelier liegt die Zersetzungstemperatur bei 820°, nach Conroy findet vollständige Zersetzung erst bei 1050° statt. Stiepel und Herzfeld bekamen bei einstündigem Erhitzen auf 1100° noch kein Oxyd, beim Erhitzen auf 1190° trat die Dissoziation bereits ein, und

man erhielt 37% SrO. Bei einer Temperatur von 1250° war fast alles $SrCO_3$ dissoziiert. Nach Brill endlich, der wieder dieselbe Methode wie beim Magnesium- und Calciumcarbonat anwandte, ergibt sich als Dissoziationstemperatur für $SrCO_3$: 1155°. Nach Vernadsky soll ferner beim Erhitzen bis 700° der Strontianit in die hexagonale Modifikation übergehen, die unter 700° in die rhombische umgewandelt wird. Bei 700° soll ein enantiotroper Umwandlungspunkt vorliegen. (C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie. 1911. **1.** p. 485/86.)

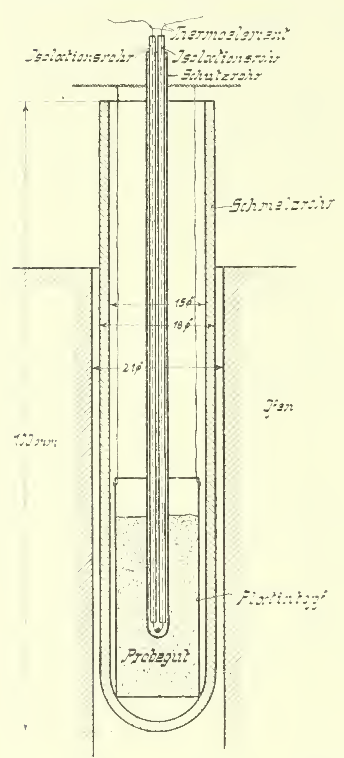
Bariumcarbonat. Nach den infolge verschiedener Versuchsanordnungen nicht ohne weiteres miteinander vergleichbaren Angaben verschiedener Forscher (Isambert, Herzfeld und Stiepel, Brill, Finkelstein) liegt die Dissoziationstemperatur für dieses Carbonat sehr hoch (1352—1450°). Wahrscheinlich bildet $BaCO_3$ bei der Zerlegung mit BaO ein basisches Carbonat. Dieses soll relativ leicht schmelzbar sein, was man früher irrtümlicherweise von reinem $BaCO_3$ behauptet hatte. Le Chatelier gab z. B. den Schmelzpunkt des $BaCO_3$ zu 795° an. Weiterhin sei hier noch besonders die Angabe von Boeke erwähnt, der für $BaCO_3$ bei 811° einen Umwandlungspunkt fand, indem beim Erhitzen bei dieser Temperatur eine bedeutende Verzögerung des Temperaturanstieges eintritt; auf der Abkühlungskurve findet sich dementsprechend ein Haltepunkt. Bei langsamer Abkühlung (2,1° pro 10″) lag der Umwandlungspunkt bei 795°, bei schnellerer (7,7° pro 10″) bei 761°. Auch schon O. Mügge hat auf Grund des optischen Verhaltens von Witherit auf die Wahrscheinlichkeit einer Umwandlung des $BaCO_3$ bei hoher Temperatur geschlossen. (C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie. 1911. **1.** p. 491—493.)

Zur Lösung der gestellten Aufgabe wurde, wie schon oben angedeutet, die thermische Methode herangezogen. Bezüglich der Einzelheiten des Verfahrens und der Bewertung seiner Ergebnisse muß auf die frühere ausführliche Mitteilung verwiesen werden. Wiederholt sei hier nur, daß sich bei dieser Methode thermische Effekte, die sehr dicht beieinander liegen, sehr wohl der Beobachtung entziehen können, indem sie als eine einzige geschlossene Wärmetönung in die Erscheinung treten. Sodann ist nicht ausgeschlossen, daß vor der energischen Zersetzung in dem Erhitzungsgefäß geringe Gasströmungen auftreten, wodurch die thermischen Befunde bezüglich des Beginns der Zersetzung beeinflußt werden können. Endlich aber sei noch erwähnt, daß bei den Carbonaten zur Einstellung des Gleichgewichts eine nicht unbedeutende Zeit erforderlich ist. Nun ist man bei der thermischen Analyse darauf angewiesen, ein gewisses Maß der Erhitzungsgeschwindigkeit einzuhalten. Daher ist es möglich, daß bei unseren Versuchen das Maximum der Zersetzung erst bei Temperaturen deutlich in die Erscheinung tritt, die wesentlich höher liegen, als dem Gleich-

gewichtszustande für eine Atmosphäre entspricht. Trotz dieser Einschränkungen dürften unsere Ergebnisse aber doch für die Zwecke, für welche sie bestimmt sind, genau genug und nicht minder willkommen sein.

Von den schon ausgesuchten reinen Probematerialien wurden wiederum nur ganz reine ausgelesene Stücke verwendet. Zur Kontrolle ihrer Zusammensetzung wurde die chemische Analyse herangezogen, deren Ergebnisse später bei der Besprechung der einzelnen Carbonate mitgeteilt werden. Sämtliche Materialien wurden in sehr fein pulverisiertem Zustande der thermischen Analyse unterworfen.

Fig. 1.
Schnitt durch das Ofeninnere.



Was die verwendete Apparatur anbetrifft, so muß erwähnt werden, daß wir mit dem Platinreagenzrohrofen, einem Thermoelement aus Platin-Platinrhodium von 0,2 mm Drahtstärke und einem Millivoltmeter von Siemens & Halske mit einem Meßbereich bis zu 1600° arbeiteten. Zur Aufnahme der Carbonate, von denen ca. 3 bis 6 g angewendet wurden, diente die Einrichtung, die in Fig. 1 dargestellt ist. Die vorgenommenen Wägungen wurden mit dem Platintopf durchgeführt. Als Thermoelementschutzrohr wurde sowohl ein solches aus Porzellan, als auch aus Platin benutzt. Die bei diesen zwei verschiedenen Versuchsreihen erhaltenen Resultate stimmten bis auf Abweichungen von maximal 10° C vollständig miteinander überein, so daß wir uns hier mit der Wiedergabe der Ergebnisse von nur einer Versuchsreihe begnügen können.

Außer den Erhitzungskurven, welche durchgängig aufgenommen wurden, verfolgten wir auch in einigen Fällen, wo dies zur Klärung der Verhältnisse nötig erschien, das Verhalten der Carbonate bei der Abkühlung. Um bei der Erhitzung eine möglichst gleichmäßige Temperatursteigerung zu erzielen, wurde bei den endgültigen Versuchen der schon früher erwähnte Stromregler angewandt. Die Anfangsstromstärke betrug ca. 2 Ampère, die Endstromstärke ca. 3,6 Ampère. Die Erhitzung wurde — auch bei dem Strontium-

und Bariumcarbonat — nur bis maximum 1130° verfolgt. Die Versuchsdauer betrug eine Stunde.

Die erhaltenen Ergebnisse sind in Form von Erhitzungs- und Erhitzungsgeschwindigkeitskurven in den Fig. 2—13 niedergelegt. Bei den Erhitzungskurven (a) ist in der Richtung der Abscisse die Zeit, bei den Erhitzungsgeschwindigkeitskurven (b) die Zeitdifferenz zwischen dem Ansteigen der Temperatur um je 10° C aufgetragen. Die Temperaturen wurden in der Richtung der Ordinate abgesetzt.

Wie ein Überblick über die erhaltenen Kurven zeigt, haben wir es bei den reinen Carbonaten mit ziemlich einfachen Verhältnissen zu tun. Vielfach ist nur eine bedeutende Wärmebindung zu beobachten gewesen, welche dann meist der totalen Abspaltung der Kohlensäure entspricht. In Abschnitten findet die Zerlegung nur statt bei dem Bleicarbonat. Von den geringen Wärmebindungen beim Strontianit zwischen 800 und 900° ist die eine wahrscheinlich auf eine Verunreinigung des Materials zurückzuführen. In zwei Fällen, und zwar beim Witherit und Strontianit, konnten Umwandlungen konstatiert werden.

Ob die registrierten Wärmebindungen auf die Abgabe von Kohlensäure oder auf Umwandlungen zurückzuführen sind, konnte sowohl durch eine qualitative Prüfung des Glührückstandes mit Säure, als vor allem auch durch Gewichtsbestimmungen vor und nach dem kritischen Punkte festgestellt werden. Soweit die zurückbleibenden Oxyde beständig sind, entsprachen die hierbei gefundenen Gewichtsabnahmen innerhalb der Versuchsfehlergrenzen mit befriedigender Genauigkeit den berechneten. Im einzelnen ist über die Untersuchungen folgendes zu bemerken:

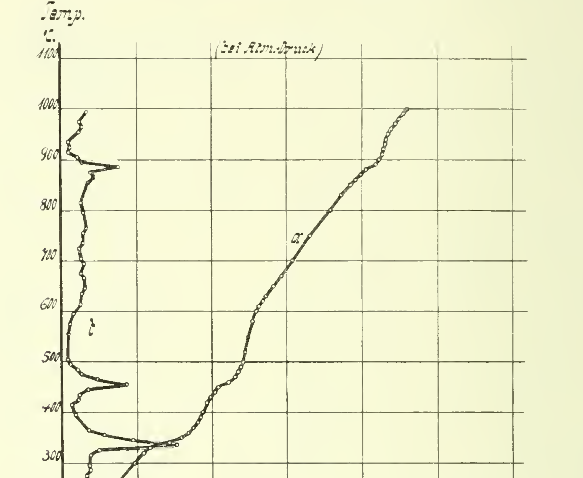
Cerussit (Fig. 2).

Die Analyse ergab 98,30% $PbCO_3$. Die Erhitzungskurve, welche hier nur bis zu 1000° verfolgt wurde, weist drei Wärmebindungen auf. Die erste setzt bei etwa 315°, die zweite bei ca. 430° und die dritte bei ca. 880° ein. Die zugehörigen Maxima liegen bei ca. 335, 460 und 890°. Bei 500° ist die Kohlensäureabgabe eine vollständige. Bei dieser Temperatur wurde eine Gewichtsabnahme von 99,9% des theoretischen Betrages an CO_2 konstatiert. Der Rückstand gab, mit Salpetersäure behandelt, keine Kohlensäurereaktion mehr. Oberhalb 500° haben wir es also mit Bleioxyd zu tun. Die Wärmebindung bei ca. 900° entspricht dann dem Schmelzpunkt der Glätte[1]. Was nun die Deutung der beiden Wärmebindungen unterhalb 500° anbetrifft, so muß wenigstens eine derselben durch die Abspaltung von Kohlensäure

[1] Doeltz fand ihn zu 906° (Metallurgie 1907. Heft 10, p. 289, 290).

verursacht sein. Die andere könnte unter Umständen einer Umwandlung entsprechen. Es liegt aber auch die Möglichkeit vor, daß beide durch die Zerlegung des Bleicarbonats hervorgerufen wurden. In diesem Falle müßte die Abspaltung der Kohlensäure stufenweise erfolgen. Um hierüber Aufklärung zu erhalten, wurde die Erhitzung des Cerussits zwischen den beiden Wärmebindungen bei etwa 400° abgebrochen. Die Gewichtskontrolle ergab nun

Fig. 2. Cerrussit von Mies, Kärnten.



auch hier schon eine sehr bedeutende Gewichtsabnahme. So waren bei 400° in einem Falle bereits 57,2 %, in einem anderen sogar 64,4 % der vorhandenen Kohlensäure ausgetrieben. Bemerkenswert ist hier ferner, daß bei derjenigen Probe, welche einen Verlust von 57,2 % ergeben hatte, der Rückstand noch rein weiß aussah. Bei der Probe mit 64,4 % zeigte die Substanz vom Rande her eine rötliche Farbe. Daraus müssen wir schließen, daß wir es in dem ersten Rückstandsprodukt nicht etwa nur mit einer Mischung von PbO und $PbCO_3$ zu tun haben. Dieser Befund und die bedeutende Gewichtsabnahme bei der ersten Wärmebindung lassen es als zweifelsfrei erscheinen, daß die Abspaltung der Kohlen-

säure stufenweise erfolgt. Darnach geht Bleicarbonat bei 335° erst in ein basisches Carbonat über, welches seinerseits bei 460° seinen Gehalt an Kohlensäure verliert. Die Aufnahme der Abkühlungskurve des basischen Carbonates ergab keinen Anhalt für das Vorhandensein einer Wärmeentwicklung, die dann einer Umwandlung hätte zugeschrieben werden müssen.

Was nun die Zusammensetzung des auf diese Weise aufgefundenen und bisher wohl noch unbekannt gewesenen basischen Bleicarbonats anbetrifft, so wagen wir hierfür auf Grund der vorliegend beschriebenen Untersuchungen eine bestimmte Formel noch nicht aufzustellen. Die beiden Wärmebindungen liegen so nahe beisammen, daß sie sehr wahrscheinlich ineinander übergreifen. Außerdem wird bei der eingehaltenen verhältnismäßig raschen Erhitzung die Temperatur innerhalb der Probesubstanz niemals eine so gleichmäßige gewesen sein, wie es zur Klärung der Frage erforderlich wäre. Am Rande ist sie naturgemäß höher als in den Mittelpartien, weshalb auch die Rotfärbung der Substanz vom Rande aus eintrat. Die endgültige Formulierung des neuen basischen Carbonates möchten wir auf später verschieben, und es sind hierfür besondere Untersuchungen bereits im Gange.

Das von uns gefundene Ergebnis weicht von der Angabe Schnabel's, wonach sich Bleicarbonat schon bei 200° in Bleioxyd und Kohlensäure zerlegt, nicht unwesentlich ab. Allerdings ist hierbei zu berücksichtigen, daß die Angabe Schnabel's recht unbestimmt gehalten ist. Durch die mechanische Fortführung des Kohlendioxyds, wie sie ja bei den Arbeiten im großen immer mehr oder weniger stattfindet, kann infolge der Verminderung des Partialdruckes des CO_2 die Zerlegung eher zu Ende geführt werden als bei der hier eingehaltenen Arbeitsweise, wo eine ruhende Gasschicht zur Anwendung kam. Mit den Angaben von Colson bez. Brill stimmt unser Befund, soweit es sich um den Beginn der Zerlegung des $PbCO_3$ handelt, befriedigend überein. Davon abweichend und neu ist das Ergebnis, daß die Zersetzung stufenweise vor sich geht.

Zinkspat (Fig. 3).

Die Analyse ergab 98,60% $ZnCO_3$ und 1,28% $CaCO_3$. Beobachtet wurde bei der Erhitzung bis zu 1020° nur eine Wärmebindung, welche bei etwa 395° einsetzt. Das Maximum der Wärmetönung liegt bei 440°. Bei einer Probe, welche bis zu 600° erhitzt wurde, betrug der Gewichtsverlust 99,4% bei der Erhitzung bis zu 1020° 100% des für CO_2 theoretisch erforderlichen Betrages. Der in beiden Fällen verbliebene Rückstand brauste mit Salzsäure behandelt nicht auf. Soweit ein Vergleich möglich ist, stimmt unser Befund mit den von Doeltz und Graumann erhaltenen befriedigend überein.

Fig. 3. Zinkspat von Thasos, Türkei.

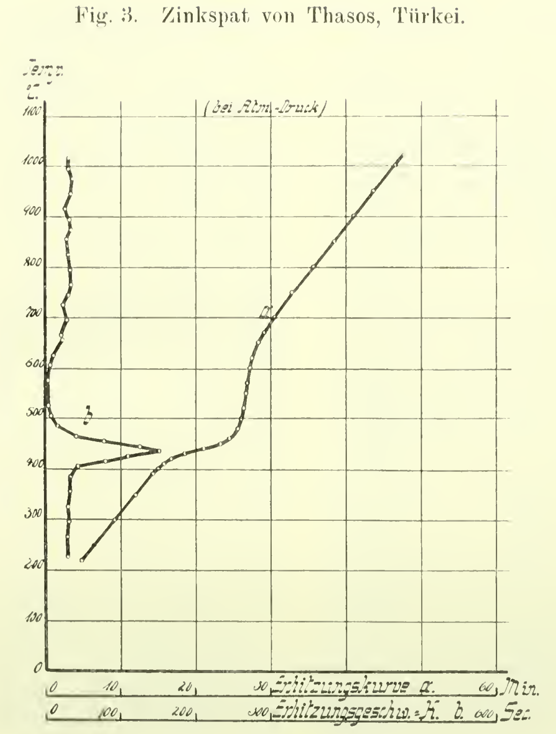
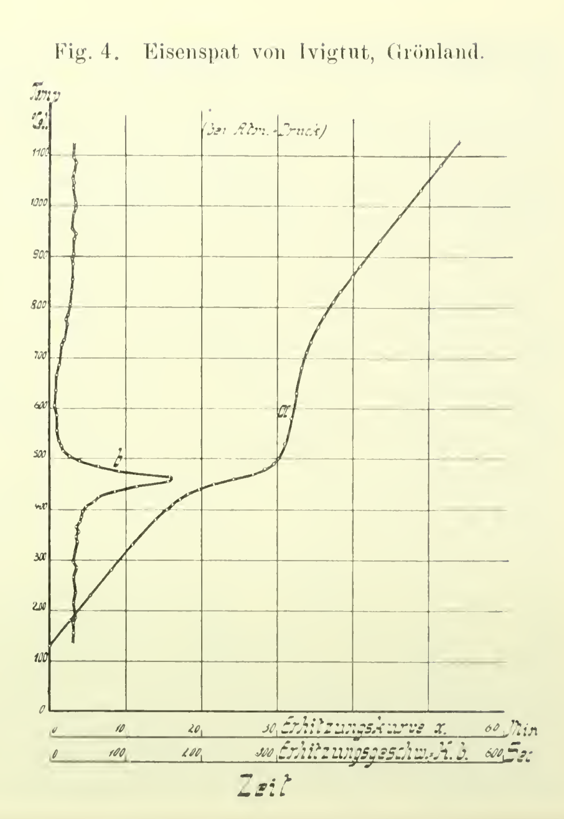


Fig. 4. Eisenspat von Ivigtut, Grönland.



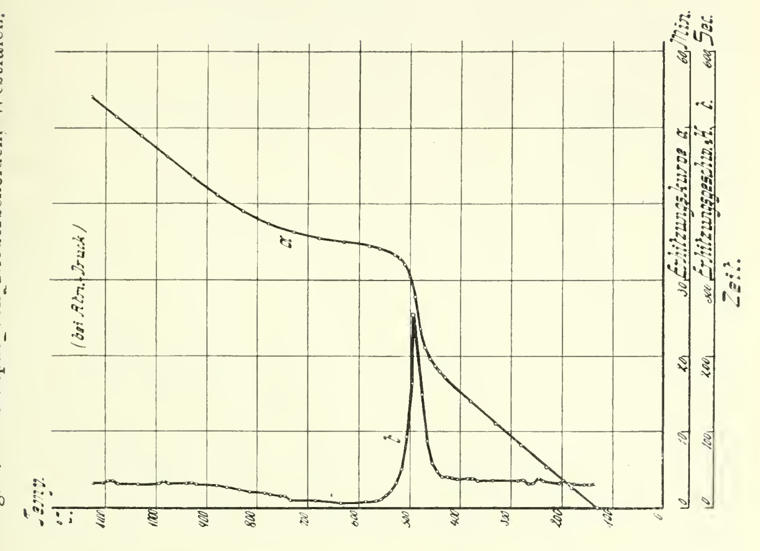


Fig. 6. Eisenspat von Niederschelden, Westfalen.

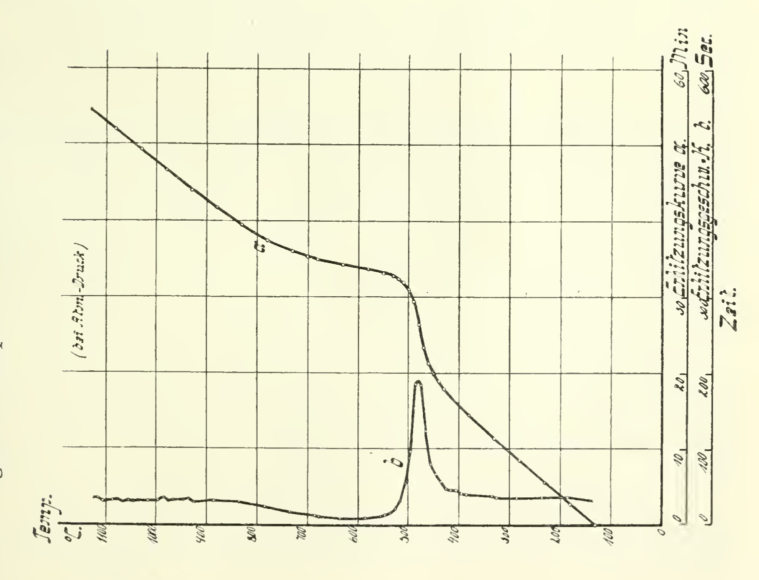


Fig. 5. Eisenspat von Neudorf am Harz.

Eisenspat (Fig. 4, 5 und 6).

Die chemische Zusammensetzung der untersuchten Eisenspäte ist aus der nachfolgenden Tabelle ersichtlich.

Tabelle 1.

Material	$FeCO_3$	$MnCO_3$	SiO_2	$CaCO_3$	$MgCO_3$
Spat von Jvigtut	95,1	4,4	0,10	—	—
Spat von Neudorf	80,0	14,6	1,68	—	1,42
Spat von Niederschelden .	80,2	16,1	— nicht geprüft —		

Bis zu 1130° ist nur eine starke Wärmebindung zu beobachten gewesen. Der Beginn derselben dürfte bei ca. 400° zu suchen sein. Die Maxima liegen bei 460, 480 und 500°. Da das bei der Zerlegung primär entstehende FeO bei unserer Arbeitsweise sofort höher oxydiert wird, so konnte die Gewichtskontrolle zum Nachweis dafür, daß die Zerlegung eine vollständige war, nicht herangezogen werden. Daß aber schon bei 650° sämtliche Kohlensäure ausgetrieben war, zeigte die Prüfung des Rückstandes mit Salzsäure. Die Angabe Åkerman's, wonach die Zersetzung des Eisencarbonates zwischen 300 und 400° durchzuführen ist, dürfte für die Praxis zutreffen, da hier mit strömender Gasschicht gearbeitet wird und eine lebhafte Störung des Gleichgewichtes stattfindet.

(Fortsetzung folgt.)

Ueber ein Vorkommen von mitteloligocänem Meeressand bei Hillesheim-Dorndürkheim, Rheinhessen.

Von Dr. **E. Wittich**, Mexiko.

Mit 1 Textfigur.

Wenn man die Verbreitung des mitteloligocänen Meeressandes im Mainzer Becken betrachtet, so fällt auf, daß dieses älteste Schichtglied des Mainzer Tertiärs fast nur an den Rändern des Beckens oder in der Nähe des Ufers zu finden ist. Innerhalb des Beckens ist der Meeressand bis jetzt nur an sehr wenigen Punkten getroffen worden, aber stets verrät die Ausbildung desselben die Nähe der Küste oder einer Insel.

In der hessischen Provinz Rheinhessen ist der Meeressand des Mitteloligocäns im Südwesten gegen die Pfälzer Berge hin entwickelt, etwa südwestlich der Linie Alzey—Wällstein—Kreuznach. Außer dieser Zone gibt es in Rheinhessen bis heute nur noch einen Fundpunkt von Meeressand, nämlich den zwischen Hillesheim und Dorndürkheim, etwa 12 km nordwestlich von Alzey.

Zwischen diesen beiden vorgenannten Dörfern endigt ein niederes, von Nordost nach Südwest ziehendes Plateau mit einem steilen südost—nordwest gerichteten Abfall, an dem die Schichten

des Meeressandes hängen. Bereits R. Ludwig hatte diese Bildungen richtig als Meeressand erkannt; auf seiner geologischen Karte, Blatt Alzey mittelrhein. Geologen-Verein, gibt er jedoch das Vorkommen viel zu groß an. In Wirklichkeit erstreckt sich die ganze Ablagerung kaum auf 1,5 km von Osten nach Westen, bei einer Breite, die oft unter 100 m bleibt (nach den Aufschlüssen, die vor etlichen Jahren dort gemacht worden waren).

Mit dem Meeressand ist hier zugleich ein schmaler Streifen Rotliegendes[1] erhalten geblieben; es sind meist rote feinkörnige Sandsteine, die selten kleine Geröllstreifen oder Konglomeratbänke enthalten; oft könnte man bei dem lockeren Material eher von Sanden als von Sandsteinen sprechen. Soweit sich erkennen ließ, ist das Einfallen des Rotliegenden steil nach Südwest. Vermutlich gehören diese Schichten der Kreuznacher Stufe an. Dicht an dem Abhange des Berges verläuft die Fahrstraße von Hillesheim nach Dorndürkheim; sie bezeichnet ungefähr die Richtung einer Verwerfung (SO nach NW), an der jene Scholle von Rotliegendem aufragt. Die unmittelbare Nähe einer Verwerfung erklärt auch die auffallende Lockerung des Sandsteines.

Steigt man den Abhang herauf, so trifft man in der Richtung nach Nordwest immer mehr und mehr Geröllschichten, die meist aus Quarzen, Quarziten und Tonschiefern, seltener aus Porphyrgeröllen bestehen. Bei der steilen Stellung des Rotliegenden ist es wahrscheinlich, daß hier bereits Waderner Schichten auftreten. Mangels geeigneter Aufschlüsse war es nicht möglich, die Mächtigkeit des Rotliegenden zu bestimmen.

Ein schmaler, aber tiefer Graben durchschneidet das Rotliegende in der Richtung SW nach NO. Die Anhöhe wird bedeckt von diluvialen Geröllen. An dieser schmalen Scholle des oberen Rotliegenden hängen die erwähnten Sand- und Geröllablagerungen des Mitteloligocäns, charakterisiert durch zahlreiche Fossilien. Durchsetzt werden diese Sande, die in einigen Gruben am Bergabhange aufgeschlossen waren, von Brauneisenbändern oder förmlichen Limonitsandsteinen; sie hängen stark nach Südwesten und ihr Einfallen wird weiter südlich noch steiler. In den beiden genannten Orten werden die Meeressande nur noch bei tieferen Brunnengrabungen angetroffen, unter einer starken Tonschicht (ob Rupelton?), die als dünne Decke auch in den erwähnten Aufschlüssen die Sande überlagert. Es erinnert dies an die Profile, die ich von Vilbel im Centralblatt 1905 publizierte. Ein Schnitt durch den Bergabhang von Nordwest nach Südost ergab seinerzeit folgendes Bild (Textfigur p. 628).

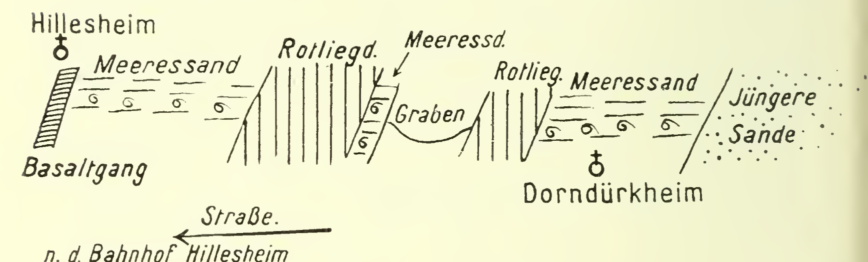
[1] Auf der geologischen Karte von R. Ludwig, Blatt Alzey, fehlt das Rotliegende; dagegen ist es auf der Karte von R. Lepsius, Das Mainzer Becken, angegeben.

Trotz der geringen Ausdehnung wechselt das Aussehen des Meeressandes in jeder Sandgrube, wie sich in folgenden Profilen kundgibt:

In der großen Sandgrube von Dorndürkheim, dem am weitesten nach Osten gelegenen Aufschluß, war der Meeressand bis zu 15 m Tiefe angeschnitten. Die Oberfläche bildet Ackererde und Lößlehm bis ca. 1 m, darunter graugrüner, unreiner Ton mit unregelmäßiger Sohle 0,5—1 m.

Dann folgen die Schichten des Meeressandes, beginnend mit 1,5 m Kiese mit Limonitbändern und Eisenschuß, nach unten stellen sich förmliche Eisensandsteine ein. Der überlagernde Ton greift unregelmäßig in diese liegenden Kiese ein. Die Sandsteine enthalten gelegentlich Hohlformen von Cerithien, Rissoen u. a. m.

Nach unten geht der Kies über in feinen, gleichkörnigen



Quarzsand, der bis zu einer Tiefe von mehr als 12 m noch anhält, wie sich bei gelegentlichen tieferen Grabungen gezeigt hat. Die obersten Sandschichten sind noch eisenreich, in ihnen finden sich öfters Reste von Pectunculiden und anderen Fossilien. Nach der Tiefe hin stellen sich in den Sanden häufig Barytknollen ein von beträchtlicher Größe mit Hohlabdrücken von Fossilien. Vielfach sind diese Sande in unregelmäßige Keilstücke zerklüftet oder brechen leicht in Schollen ab, ein Zeichen, daß sie von latenten Verwerfungen durchsetzt werden.

Westlich, etwa 50 m von diesem Aufschluß entfernt, zeigte eine weitere Grube folgendes Profil:

0,25 m Ackererde und Lehmboden,
0,40 „ Diluviale Gerölle.
0,50 „ *Corbicula*-Kalke,
0,20 „ Mergel von blaugrauer Farbe, unsicher ob Cyrenenmergel oder Septarienton,
0,40 „ Sande feinkörnig mit eisenschüssigen Geröllen,
6,00 „ feine Sande mit Eisenschalen und Fossilien.

Noch weiter westlich in der alten Grube des Dorfes zeigte sich folgendes Profil: Unter etwa 2 m Ackererde und Lehmboden folgt

1 m Löß mit *Equus*-Resten,
4—5 „ grobe Kiese und Gerölle, deutlich geschichtet mit g r ü n l i c h e m T o n g e m e n g t; die Gerölle bestehen aus Quarzen, Quarziten, Lyditen etc.,
0,5 „ nach unten stellen sich Brauneisenbänder ein, die die Sande locker verkitten und zahlreiche Abdrücke und Steinkerne von Fossilien enthalten,
0,5 „ Kiese aus dem Material wie oben bestehend, aber von feinerem Korn,
1 „ feine Sande mit T o n s c h m i t z e n.

Alle Schichten zeigen ein Einfallen von 15—20° nach Südost. Eine auf dieser Sohle angelegte Sandgrube zeigte 3 m feine Sande mit Kiesschmitzen und Resten von Fossilien; das Einfallen war 35°, also eine stärkere Neigung gegen die nahe südlich durchziehende mehrfach erwähnte Verwerfung.

Dicht vor dem Dorfe Hillesheim stand in einer verlassenen Grube in der Tiefe Rotliegendes an, bedeckt von den Strandgeröllen des Mitteloligocäns; in den Basaltschichten fanden sich zahlreiche Austernkolonien.

Der von Rotliegendem und Meeressand gebildete steile Abhang endet im Dorfe Hillesheim, seine Höhe krönt die weithin sichtbare Kapelle des Ortes; über dem Meeressand trifft man zuweilen noch Reste von blauem Ton (vielleicht Septarientone); ein kleiner Basaltgang durchsetzt das Perm und Oligocän.

Der am weitesten nach Osten gelegene Aufschluß des mitteloligocänen Meeressandes liegt östlich von Dorndürkheim an der Fahrstraße nach Winternheim, und zwar in einer schmalen Ebene, die den Bergabhang im Süden begrenzt, also auch im abgesunkenen Gebiete. Diese Sandgrube erreichte kaum 3 m Tiefe; die Sohle bestand aus Kiesen und Geröllen von Quarzen, Quarziten, Lyditen, Tonschiefern mit zahlreichen großen Barytsandknollen, die bis Kopfgröße erreichen. An Fossilien lieferten diese Schichten nur Zähne von *Lamna*-Arten. Was die Barytknollen betrifft, so waren sie bei weitem nicht so kristallin wie diejenigen, die R. Delkeskamp vom Westrande des Mainzer Beckens beschrieben hat[1]. Immerhin ist das Auftreten von Baryt bemerkenswert, da er sonst nur aus der Gegend von Kreuznach und Fürfeld im Meeressande bekannt ist.

Die Fossilien, die ich seinerzeit aus den Hillesheimer Meeressanden sammeln konnte, sind, mit Ausnahme der Haifischzähne, nur als Steinkerne oder Hohlformen erhalten und beschränken sich auf die Eisensandsteine.

Insgesamt wurden folgende Arten bestimmt:

[1] R. Delkeskamp, Schwerspatvorkommnisse in der Wetterau und Rheinhessen etc. Notizbl. Ver. f. Erdkunde, Darmstadt. 1900. IV. p. 21.

a) Lamellibranchiaten.

1. *Pectunculus obovatus* LAM. (sehr häufig!).
2. „ *angusticostatus* LAM.
3. *Cyprina rotundata* A. BRAUN.
4. *Pecten pictus* GOLDF.
5. *Cardium tenuisulcatum* NYST.
6. *Modiola* sp.
7. *Cardita omaliana* NYST.
8. *Cytherea splendida* MER.
9. *Lucina undulata* LAM.
10. *Chama exogyra.*
11. *Ostrea cyathula* DESH.
12. „ *callifera* LAM.
13. *Corbula subpisiformis* SANDB.
14. *Limopsis* sp.
15. *Lucina squamosa* LAM.
16. „ *tenuistriata* HÉB.

b) Gastropoden.

17. *Voluta Rathieri* HÉB.
18. „ cfr. *ambigua* v. KOEN.
19. *Bittium plicatum* var. *intermedium* SANDB. (häufig!).
20. *Rissoa* sp.
21. *Trochus margaritula* MER.
22. „ *rhenanus* MER.
23. *Cerithium dissitum* DESH.
24. „ *lima* DESH.
25. „ *Boblayei* DESH.
26. *Natica Nystii* D'ORB.
27. „ *crassatina* LAM.
28. „ *hantoniensis* SOW.
29. *Xenophora scruttaria* PHIL.
30. *Litorinella* sp.
31. *Fusus* cfr. *elongatus.*
32. *Conus symmetricus* DESH.
33. *Bulla conoidea* DESH.
34. *Vermetes* sp.

c) Korallen.

35. *Balanophyllia inaequidens* A. REUSS.

d) Foraminiferen.

36. *Triloculina* sp. in Roteisen umgewandelt.

e) Selachier.

37. *Lamna cuspidata* AG.
38. „ *denticulata* AG.

Außer dieser zwar nicht großen Anzahl von Fossilien, die aber den mitteloligocänen Charakter der Ablagerung genügend dokumentieren, fanden sich noch Mengen von Fragmenten, die nicht bestimmbar waren; fleißiges Sammeln könnte die obige Fossilliste noch bedeutend vermehren.

Die beschriebene kleine Perm-Oligocänscholle gibt uns aber auch einen Aufschluß über die tektonischen Verhältnisse dieser Gegend. Die hauptsächlichste und orographisch am meisten auffallende Verwerfung ist die erwähnte Linie, die die beiden Orte Hillesheim und Dorndürkheim verbindet; sie zieht etwa am Bergabhang entlang in N 45^0 W. An der Verwerfung hängen mit starker Neigung nach Süden die Reste des Mitteloligocäns. Es ist also hier bei einer frühestens oberoligocänen Verwerfung noch die hercynische Richtung zu finden. Im Osten und Westen begrenzen nordsüd verlaufende Verwerfer die kleine Scholle; das Rotliegende findet sich erst wieder ca. 5 km nordöstlich im Dorfe Eimsheim in 30 m Tiefe unter Cyrenenmergel.

Südlich der Dislokationslinie ist das Perm mit dem Meeressand in die Tiefe gesunken; Brunnenanlagen in Hillesheim ergaben hier eine starke Bedeckung mit Cyrenenmergel; erst bei 40 m Tiefe wurde die Oberkante des Meeressandes angetroffen. Die Sprunghöhe der Dislokation beträgt demnach rund 50 m.

Wie erwähnt, ist das beschriebene Vorkommen von Meeressand ziemlich isoliert, es ist ein von der Hauptverbreitung bei Alzey etwa 14 km nach Südost gelegener Vorposten. Ungefähr doppelt so weit und in derselben Richtung liegt rechts des Rheines eine kleine Oligocänscholle bei Heppenheim a. d. Bergstraße, die ich vor Jahren ausbeutete (siehe C. Chelius: Erläuterungen zu Blatt Bensheim, Geologische Karte des Großh. Hessen 1896). Später wurden diese Meeressande nahe bei Heppenheim in der Tiefe erbohrt und in ihnen Bitumen getroffen.

Es mag hier erwähnt werden, daß nur 4 km südöstlich unserer Meeressandscholle von Dorndürkheim gleichfalls Bitumen getroffen wurde, und zwar im Dorfe Mettenheim bereits im Jahre 1839 bei Brunnengrabungen. Später (1859) wurde in einem 17,5 m tiefen Schacht Asphalt angetroffen, und der bekannte Hydrologe Dr. O. Volger wurde auf Grund der „loi des mines“ mit dem Ausbeutungsrecht belehnt.

Eine viel spätere Bohrung im Jahre 1904 (?) bestätigte die früheren Bitumenfunde[1] (A. Steuer: Über ein Asphaltvorkommen bei Mettenheim in Rheinhessen. Notizbl. Ver. f. Erdkunde, Darmstadt 1905, Heft 26). Nach Ansicht von A. Steuer gehört dieses Bitumen jedoch als authigene Bildung in die *Corbicula*-Cerithienkalke, nicht in etwaige tiefere mitteloligocäne Bildungen, wie an der erwähnten Bohrung von Heppenheim a. d. B.

[1] Referat in Centralbl. f. Geol. IX. Berlin 1906. p. 196.

Wünschenswert wäre es jedoch auch, die tonigen Schichten über den Meeressanden hinsichtlich ihrer Fauna insbesondere der Foraminiferen zu untersuchen, um vielleicht auf diesem Wege weitere Anhaltspunkte über die Beziehungen zwischen Meeressand und Rupelton zu gewinnen. Die Tatsache, daß sich mehrfach Tone in die Meeressande einmengen, in den oberen Lagen mit ihnen fast wechsellagern, erinnerte mich an die Verhältnisse von Vilbel in Oberhessen (cfr. dies. Centralbl. 1905 p. 532). Diese Umstände haben auch den Entdecker des Oligocänrestes R. Ludwig zu folgender Äußerung veranlaßt in den Erläuterungen zu Blatt Alzey: . . . „In der Mitte des Beckens lagerte sich der Rupelton ab. An Untiefen jedoch, wie bei Hillesheim, wechselt der tonige Absatz mit grobkörnigen Sandmassen.“

Auch die Untersuchungen von Erich Spandel (Bericht des Offenbacher Vereins für Naturkunde, 1910, Jahrg. 43—50) über die Foraminiferen des Rupeltones ergaben neue Anhaltspunkte über die Gleichzeitigkeit des Absatzes von Meeressand und Rupelton; ersterer als Strandbildung, letzterer als dessen Tiefenfazies. Zu ganz ähnlichen Resultaten kommt auch J. Zinndorf im Bericht des Offenbacher Vereins für Naturkunde.

Wenn sich nun auch mehr und mehr Anhaltspunkte ergeben für die Auffassung Spandel's resp. R. Ludwig's, so darf dabei nicht übersehen werden, daß das mitteloligocäne Meer doch wohl als Flachsee angefangen hat, nur wird der Übergang zur tieferen See an verschiedenen Stellen ungleich rasch vor sich gegangen sein.

Die oben geschilderten Beobachtungen stammen aus den Jahren 1904 und 1905; da die gelegentlichen Aufschlüsse vielleicht verschwunden sind, gebe ich hier diesen Auszug aus meinen alten Notizen, damit er für spätere geologische Aufnahmen daselbst dienen kann.

Ueber die rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gegenden.

Von **H. P. Cornelius.**

Die rhätische Decke (im Sinne von G. Steinmann[1]) ist in allen bisher näher untersuchten Gegenden des nördlichen Graubündens ausgezeichnet durch ganz abnorme Lagerungsstörungen. Meist wechseln, scheinbar ganz unmotiviert, auf kurze Entfernungen die verschiedenartigsten Gesteine, derart, daß sich im allgemeinen wohl ungefähr feststellen läßt, welche Schichtglieder dieser Decke angehören, daß man aber bezüglich deren stratigraphischer Auf-

[1] G. Steinmann, Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolithischen Eruptiva. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. Br. XVI. 1901.

einanderfolge auf Vermutungen angewiesen bleibt. Unter diesen Umständen kann es nicht wundernehmen, wenn die Natur der rhätischen als einer selbständigen Decke von manchen Seiten — z. B. von A. Rothpletz — bisher nicht anerkannt wurde.

Demgegenüber dürfte die Tatsache von Interesse sein, daß im südlichen Graubünden, speziell in den Bergen zwischen Septimer- und Julierpaß, bei aller tektonischen Komplikation, welche die rhätische Decke auch hier beherrscht, innerhalb der letzteren doch der normale Verband der verschiedenen Schichtglieder im großen und ganzen gewahrt geblieben ist. Bevor wir darauf näher eingehen, mögen jedoch den hangenden, ostalpinen Decken jenes Gebietes einige Worte gewidmet sein.

Ostalpine Decken sind im Juliergebiet zwei zu unterscheiden. Die obere, Julierdecke, besteht ganz aus Juliergranit, nebst dessen syenitischen, dioritischen, porphyrischen Begleitern; an der Basis der Decke sind diese Gesteine zum Teil stark mylonitisiert. Hierher gehört die Granitmasse des Piz Julier und Piz Lagrev, sowie die ringsum isolierte Klippe Piz Materdell—Piz Gravasalvas. Die tiefere ostalpine Decke — Bardelladecke — enthält von oben nach unten:

Malm: Radiolarit.
Lias: Kalkschiefer, Echinodermenkalke, polygene Breccien.
Trias: graue Rhätkalke; Dolomit, 3—400 m mächtig, nicht weiter zu gliedern; mächtige Rauhwacken; Buntsandstein.
„Verrucano“: Konglomerate, Sandsteine, Tonschiefer; metamorpher Quarzporphyr — „Nairporphyr“ —; diabasähnliches Gestein; Phyllite, Quarzite.
Granit, zum Teil stark mylonitisch (Roccabella).

Diese Decke ist mächtig entwickelt in den Bergen nördlich des Julierpasses; sie dürfte den größten Teil der Piz d’Err-Gruppe aufbauen. Gegen Süden dagegen keilt sie rasch aus: unter der Juliergranit-Überschiebung auf der Nordseite von Piz Materdell—Piz Gravasalvas finden sich nur mehr einige Fetzen Dolomit und Nairporphyr von wenigen Metern Mächtigkeit.

Unter der Bardelladecke treffen wir nun die rhätische, mit folgender Schichtserie (von oben nach unten):

Radiolarit = Malm: mächtiger Komplex von roten, grünen, violetten, grauen Hornsteinen und Schiefern, oft Mn-Erze führend, bisher stets als Verrucano oder Sernifit bezeichnet oder mit den „grünen Bündner Schiefern“ zusammengeworfen. Die Radiolarien sind in Schliffen der Hornsteine deutlich zu erkennen, freilich spezifisch nicht bestimmbar.

„Hyänenmarmor“ = Dogger? Feinkristalliner, heller Kalk, mit Lagen von höherem Quarz- und Sericitgehalt; die letzteren auf angewitterten Flächen dunkelbraun und erhaben, wodurch

eine charakteristische Streifung zustande kommt. Häufig Übergänge in Sericitmarmore und helle Kalkschiefer.

Lias: mehrere 100 m graue, kalkig-tonige Schiefer mit eingelagerten kompakten Kalkbänken; bei starker Metamorphose plattiger grauer Glimmermarmor.

Trias: Dolomit, 50 m? mächtig; Spuren von Rauhwacke; Quarzit, nach unten übergehend in die Gesteine der

Malojaserie: grünliche Muscovit-Albitgneise, mit Alkalifeldspat-Porphyroblasten; chloritführende Sericit-Albitgneise; dunkle graphitreiche Phyllite; der sehr mächtige Komplex größtenteils sedimentärer Herkunft und vermutlich paläozoischen Alters.

Dazu treten noch, als besonders charakteristisch für diese Decke, die ophiolithischen Eruptiva: Serpentin, Gabbro, Diabas — letzterer fast durchgehends metamorphosiert zu „Grünschiefern", deren Chemismus vollkommene Übereinstimmung zeigt mit demjenigen der von U. Grubenmann [1] untersuchten Diabase der rhätischen Decke des Unterengadins. Die Ophiolithe haben Kontaktwirkungen ausgeübt sowohl an Lias- und Triasgesteinen, als auch an solchen der Malojaserie. Im ersten Falle resultieren Ophicalcite, Silikatmarmore und Kalksilikatfelse (Diopsid-, Vesuvian-, Epidotgesteine); im letzteren kommen als Kontaktmineralien besonders goldbraun gefärbte Biotite, sowie blaue Alkalihornblenden zur Ausbildung.

Die Hauptmasse der Ophiolithe schaltet sich zwischen die Gesteine der Malojaserie und die Liasschiefer ein, an der Stelle, wo die Trias zu erwarten wäre, während die wirklichen Triasgesteine teils mit dem Gneis, teils mit dem Lias gehen. Es wäre indes verfehlt, aus solchen Lagerungsverhältnissen auf ein triadisches Alter der Ophiolithe zu schließen und die letzteren als Ergüsse und Tuffe zu deuten. Denn einerseits wurde ja bereits das Vorkommen von Kontaktmetamorphosen erwähnt, welche zum Teil auch noch den Liasschiefer betroffen haben; anderseits hat die petrographische Untersuchung keinerlei Gesteine zutage gefördert, welche als Ergüsse oder Tuffe zu deuten wären; endlich herrscht zwar im allgemeinen Konkordanz mit den Sedimenten, doch kommen in speziellen Fällen auch mancherlei Abweichungen von dieser Regel vor. Wir gelangen also zu dem Ergebnis, daß die Ophiolithe — wie dies Steinmann [2] für die rhätische Decke im allgemeinen bereits ausgesprochen hat — eine gewaltige Intrusivmasse darstellen. Die Intrusion ist im allgemeinen in Form eines Lagerganges dem Triasdolomit gefolgt, da derselbe bei seiner Sprödig-

---

[1] In: Chr. Tarnuzzer und U. Grubenmann, Beiträge zur Geologie des Unterengadins. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge. **23.** 1909.

[2] a. a. O. p. 42.

keit eine Zone geringster Kontinuität innerhalb der Schichtreihe der rhätischen Decke bedingt haben dürfte. — Auf die Frage nach dem Alter dieser Intrusion werden wir weiter unten zurückkommen.

Die rhätische Decke der Septimergegend läßt sich somit zerlegen in drei Komplexe von starker petrographischer Verschiedenheit und dementsprechend verschiedenem tektonischen Verhalten. Der oberste wird gebildet von den vorwiegend schiefrigen posttriadischen Gesteinen, mit Beteiligung einzelner Triaslappen an seiner Basis. Er ist in zahlreiche enge, weit nach Norden überliegende Falten gelegt, in deren Synklinalen auch die hangende Bardelladecke zum Teil mit einbezogen ist. Auf diese Weise erreicht z. B. der Radiolarit der rhätischen Decke, über die den Kessel des Gravasalvassees erfüllenden Gesteine der Bardelladecke hinweg, fast den Julierpaß. — Der mittlere Komplex besteht größtenteils aus Ophiolithen; zahlreiche Trias- und Liasschollen sind darin eingebettet, desgleichen Schuppen von Malojagesteinen, welch letztere im übrigen den dritten Komplex, den Kern der rhätischen Decke bilden. Dieser zeigt auch wieder einen sehr komplizierten inneren Bau: er wird zerteilt von zahlreichen Synklinalen, aus Trias- und Liasgesteinen (vielleicht auch noch Hyänenmarmor) bestehend. Es sind dies die landschaftlich so auffälligen Kalkzüge, welche vom Crap da Chüern am Silsersee bis gegen den Longhinsee hinaufsetzen, sowie die ganz analogen von der Südseite des Piz Longhin und vom Crep blanc (P 2394 der Siegfried-Karte).

Daß diese verschiedenen Komplexe tatsächlich in primärem Verbande stehen, beweisen die schon erwähnten Kontaktmetamorphosen, welche besonders die Gesteine des untersten in Berührung mit den Ophiolithen erlitten haben. — Des weiteren ist von großer Wichtigkeit für die tektonische Auffassung die Tatsache, daß im Liegenden der bis an die Septimerstraße verfolgten (und jedenfalls noch weiter westlich fortsetzenden) Malojagesteine, im Val Maroz nochmals Ophiolithe zutage treten, welche ihrerseits wiederum von Liasschiefer unterlagert werden. Die rhätische Decke stellt also eine große, flach nordwärts tauchende Gneisfalte dar, zerteilt von zahlreichen sekundären Synklinalen; mantelförmig legen sich darum die Ophiolithe, und die posttriadischen Sedimente bilden eine äußerste Umhüllung, welche unabhängig von der Unterlage in Falten gelegt ist.

Sämtliche Decken unseres Gebietes werden beherrscht von einem ziemlich steilen Axialgefälle (im Durchschnitt etwa 20°) gegen O; eine Ausnahme bringt darein nur die nochmalige Einsenkung der Julierdecke im Piz Materdell und Piz Gravasalvas. Die tieferen Decken machen diese Einsenkung nicht mit, sondern werden weitgehend ausgequetscht, so daß am Longhinsee Juliergranit und Malojagneis fast in direkte Berührung kommen.

Suchen wir nun die rhätische Decke weiter gegen Südost zu

verfolgen! Zunächst ist ohne weiteres klar, daß ihr Malojagneiskern in den Bergen des Fextals eine direkte Fortsetzung findet; auch dessen sekundäre Synklinalen sind dort ebenso vorhanden wie nördlich des Silsersees. Das flache N-Gefälle hält an bis in die Südabstürze der Kette Piz Fora-Sasso d'Entova, wo die Malojagesteine an einem großen Erosionsrand abbrechen; und in ihrem Liegenden stellt sich die gewaltige Serpentinmasse ein, welche die Berge des oberen Malenco zum größten Teil aufbaut. Doch gehen wir noch einige km weiter südostwärts, so treffen wir im Gebiete des Pizzo Scalino, im Hangenden jener Serpentinmasse, alle typischen Gesteine der Malojaserie wieder, von den porphyroblastischen Gneisen bis zu den dunklen Phylliten. Im Pizzo Scalino selbst herrscht flacher S-Fall; nur wenig weiter südlich dagegen, im Monte Cavaglia und Monte Palino, setzen die genannten Gesteine fast vertikal in die Tiefe und erreichen nördlich von Torre Sta. Maria die Talsohle von Val Malenco. Die Malojagesteine überspannen somit in einem großen flachen Bogen das Serpentingebiet von Malenco. Das verbindende Mittelstück des Bogens ist im Osten (infolge des starken Axialgefälles) erhalten geblieben: das ganze Gehänge westlich von Poschiavo bis hinauf auf die Wasserscheide besteht aus Malojagesteinen — eben dem gegen O absinkenden Scheitel der rhätischen Decke; in einigen Seitentälern (Val Canciano) kommen darunter die grünen Gesteine nochmals in Fenstern zum Vorschein.

Die wenig mächtigen Kalkzüge, welche in den Bergen zwischen Val Malenco und dem Puschlav verschiedentlich auftreten, sind ein direktes Analogon zu denjenigen am Silsersee: es sind sekundäre Synklinalen im Kern der rhätischen Decke. Nicht nur gleichen sich die Gesteine (Triasdolomit und Liaskalkschiefer) hier und dort vollkommen — von meist etwas stärkerer Kristallinität im Süden abgesehen —: auch der tektonische Stil ist in beiden Fällen derselbe. Im großen äußert sich dieser in dem stets geselligen Auftreten dieser Synklinalen, sowie der häufig vollständigen Ausquetschung derselben; im kleinen in der oft sehr weit gehenden Durcheinanderknetung der verschiedenartigen Gesteine. — Eine noch offene Frage ist es dagegen, ob diese Synklinalen im Val Malenco eine direkte Fortsetzung derer vom Silsersee darstellen, ob es somit möglich sein wird, den Kern der rhätischen Decke in eine Anzahl von selbständigen Teildecken aufzulösen.

Aus dem Gesagten dürfte hervorgehen, daß wir in der Zone steilgestellter, im Durchschnitt etwa 70—80° O streichender Malojagesteine, welche Val Malenco auf der Strecke zwischen Torre Sta. Maria und Arquino durchschneidet, die Wurzelregion der rhätischen Decke zu sehen haben.

Es bleibt nun noch die Frage nach dem Alter der ophiolithischen Intrusion, sowie deren Beziehungen zur Gebirgsbildung

zu erörtern. Die Kontaktmetamorphosen im Septimergebiet beweisen ein postliasisches, ähnliche Vorkommnisse im Val Malenco ein posttriadisches Alter der Ophiolithe. Nun haben die letzteren aber, wie schon lange[1] bekannt, in der Gegend von Arosa auch noch die cenomane Breccie am Kontakt verändert; und da das einheitliche Alter der durch ganz Graubünden hindurch in so einheitlicher Weise auftretenden Ophiolithe der rhätischen Decke kaum zu bezweifeln ist, dürften dieselben ganz allgemein frühestens jungcretacisch sein.

Nachdem nun in den letzten Jahren wiederholt die Ansicht geäußert wurde, daß die ersten ostalpinen Deckenschübe bereits cretacischen Alters seien[2], würde also die Zeit der Intrusion mit dem Beginn der gebirgsbildenden Tätigkeit mindestens sehr nahe zusammenfallen, vielleicht noch jüngeren Datums sein. Aber auch unabhängig von jener Ansicht glaube ich es wahrscheinlich machen zu können, daß die Intrusion erst erfolgte, als die Faltung bereits begonnen hatte. Wir sahen oben, daß die Hauptmasse der Ophiolithe sich zwischen die vortriadischen Gesteine und den Lias einschiebt, an der Stelle, welche die Trias einnehmen sollte. Dieser Satz behält seine Gültigkeit indessen nur so lange ohne Einschränkung, als wir die Teilsynklinalen des Kerns der rhätischen Decke nicht in Betracht ziehen. Denn die letzteren enthalten zwar Trias, ja auch Lias und vielleicht sogar noch jüngere Schichten, nirgends jedoch Ophiolithe soweit meine Erfahrung reicht — weder in den Bergen zwischen Silsersee und Septimer, noch im Val Malenco oder im Puschlav. Diese Tatsache scheint mir überzeugend dafür zu sprechen, daß das Gebiet der rhätischen Decke bereits in enge Falten gelegt war, als die Intrusion erfolgte; denn es wäre schwerlich einzusehen, weshalb letztere zwar im allgemeinen der Trias gefolgt wäre, um nur an den Stellen bis weit in den Lias hinauf — wenn nicht noch höher — abzuspringen, an welchen sich später tiefeinschneidende Synklinalen bilden sollten. Auch die Beschaffenheit mancher Kontaktgesteine aus der Gegend des Piz Longhin fällt zugunsten der angedeuteten Annahme ins Gewicht, indem diese Gesteine an Stellen starker tektonischer Reduktion oft kaum Spuren mechanischer Einwirkung zeigen, so daß der Schluß nahe liegt, es seien die letzteren durch die nachfolgende Kontaktmetamorphose ausgelöscht worden.

Der Gang der Ereignisse, welche zur Herausbildung der rhätischen Decke geführt haben, darf man sich vielleicht in folgender

[1] G. Steinmann, Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Ber. naturf. Ges. Freiburg i. B. 1897. — H. Hoek, Geologische Untersuchungen im Plessurgebirge um Arosa. Ebenda. XIII. 1903. — Derselbe, Das zentrale Plessurgebirge. Ebenda. XVI. 1906.

[2] Vergl. das Sammelreferat von Wilckens in der Geologischen Rundschau. II. 1911. p. 251.

Weise vorstellen: Die ostalpinen Decken befanden sich im Vorrücken; auch ihr Vorland, bezw. ihre Unterlage war bereits in Falten gelegt. Da erfolgte die Intrusion der Ophiolithe — wohl als direkte Folgeerscheinung der Vorwärtsbewegung der ostalpinen Decken, denn es ist gewiß kein Zufall, daß die Ophiolithe gerade an die Nachbarschaft von deren gemeinsamer Sohle, der tiefstgreifendsten Bewegungsfläche der Alpen überhaupt, geknüpft erscheinen. Die Intrusion ging in der Unterlage der ostalpinen Decken der ausgeprägtesten Diskontinuitätszone nach, welche sie vorfand: eine solche mußte vor allem der spröde und wenig mächtige Triasdolomit bilden, infolge seiner Einschaltung zwischen schieferige Komplexe von enormer Mächtigkeit. Wo jedoch bereits enge Synklinalen entstanden waren, konnten diese von der Intrusion quer durchbrochen werden. Beim Fortgang der Faltung wurde sodann erstens die bereits gefaltete Masse der Malojagesteine als Ganzes mitsamt ihren sekundären Synklinalen vorwärts bewegt und mindestens 20 km weit über die (ursprünglich in ihrem Hangenden intrudierten) Ophiolithe geschoben; zweitens wurden Schollen der letzteren sowie der begleitenden Sedimente an der Basis der weitergleitenden ostalpinen Decken nordwärts bis an den Alpenrand verschleppt; endlich kam auch die oft intensive Metamorphose all jener Gesteine im Gefolge dieser jüngeren Faltungsphasen zustande.

Zürich, Juni 1912.

Ein Beitrag zur Erklärung der natürlichen Schwefelentstehung.

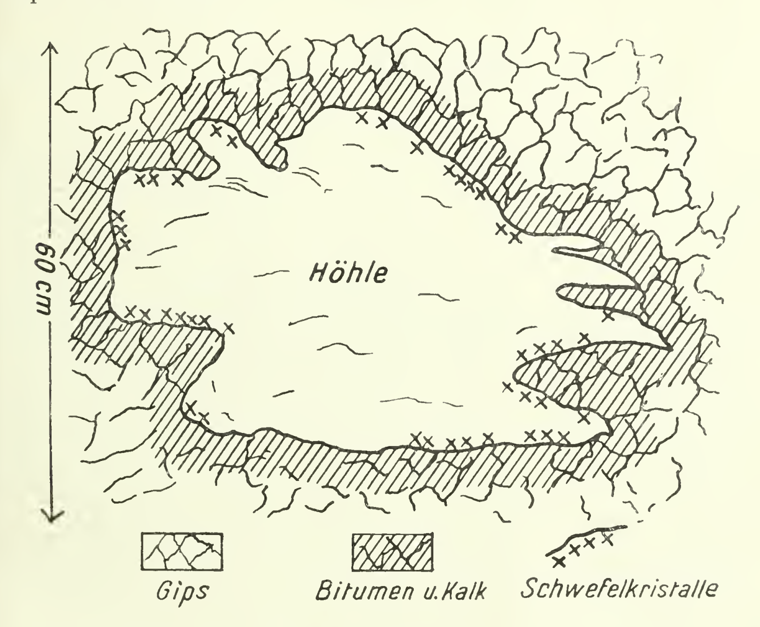
Von **A. W. Kruemmer** und **R. Ewald.**

Mit 1 Textfigur.

I. Beobachtungen. Kruemmer hatte Gelegenheit beim Abteufen von Schacht III der Grube Barsinghausen zu beobachten, wie bei ungefähr 46 m Teufe unter der zweiten Sohle, d. h. noch etwa 6 m im Hangenden der Serpulitkalke (Wealden) Schwefelwasserstoffgase auftraten, die durch ihren Geruch sowie die Tatsache, daß sie Silber (Uhr) schwärzten, sich als solche qualitativ zu erkennen gaben. Analysen, welche nach dem gewöhnlichen Verfahren genommen wurden, ergaben keinen Schwefelwasserstoff, wohl aber $\frac{1}{2}$ % Kohlenwasserstoffe; offenbar war das H_2S von herabfallendem Wasser so gierige absorbiert worden, daß nichts in die Gasprobe gelangen konnte. Die Gasausströmungen, welche natürlich nicht geringe Betriebsschwierigkeiten verursachten, dauerten an, bis eine nicht ganz 1 m im Liegenden der Serpulitbank befindliche Gipsschicht angefahren wurde. In dieser befand sich eine Höhle, die etwa so breit war, daß ein Knabe sich noch gerade hätte hineinzwängen können (vergl. Figur). Die Längenerstreckung war offenbar bedeutend, denn ein 2,50 m langer Bohrer erreichte das Ende der Höhle nicht. Diese Höhle im Gips war

mit dunklem Bitumen umgeben, und der Gips innerhalb dieser Bitumenzone in kohlensauren Kalk umgewandelt. Auf der Innenwand dieser Höhle saßen große Schwefelkristalle und auf den feinen Spältchen und Öffnungen solche geringerer Größe.

Aus dieser Höhle waren offenbar, da unterhalb der Höhle keine Gase mehr angetroffen wurden, auch die H_2S- und Kohlenwasserstoffgase gekommen. Es war also Schwefel zusammen mit H_2S-Kohlenwasserstoffen, Bitumen und $CaCO_3$ in einer Höhle im Gips zu beobachten.



II. Es ist nun sehr wahrscheinlich, daß sich etwa die folgenden chemischen Vorgänge abgespielt haben: Die festen und gasförmigen Kohlenwasserstoffe wirkten als leicht oxydierbare Substanzen reduzierend auf den Gips ein. Es mag sich vorübergehend Schwefelcalcium gebildet haben, das aber natürlich sofort durch die bei der Bitumenverbrennung entstehende Kohlensäure in $CaCO_3$ und Schwefelwasserstoff umgesetzt wurde, welch letzterer sich mit Wasser (Bergfeuchtigkeit und Verbrennungswasser) bei Gegenwart von Sauerstoff leicht in Schwefel und Wasser spaltet.

Als Beispiel folgt die Durchführung der chemischen Vorgänge für Methan:

I. $CaSO_4 + CH_4 = CaS + CO_2 + 2H_2O = \mathbf{CaCO_3} + \mathbf{H_2S} + H_2O$

II. $H_2S + H_2O + O = 2H_2O + \mathbf{S}$.

Dieses Schwefelvorkommen bietet in seiner Entstehungsweise im kleinen ein gutes Analogon zu den Schwefellagerstätten auf

Sizilien (Girgenti und Caltanisetta), wo EWALD im März 1911 Beobachtungen zu machen Gelegenheit hatte.

Auch dort findet sich der Schwefel stets zusammen mit Gips bezw. Cölestin, auch dort sind Kohlenwasserstoffe als reduzierendes Reagens vorhanden, wie die beiden Maccaluben von Girgenti und Caltanisetta beweisen; dort entströmen dem Boden Kohlenwasserstoffe und Kohlensäure. Und nur da, wo diese Gasausströmungen stattfinden, liegen in der Umgebung die Schwefelvorkommnisse.

Königsberg, Geolog. Institut, Juli 1912.

Besprechungen.

C. Hlawatsch: Bibliothek der mineralogisch-petrographischen Abteilung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums nach dem Stande vom 31. Dezember 1909. Im Auftrag der Direktion bearbeitet. (Samt Nachtrag bis 31. Dezember 1910.) Wien bei Alfred Gerold. 1911. 333 p.

Im Jahre 1864 verfaßte A. SCHRAUF einen Katalog der Bücher des damaligen k. k. Hofmineralienkabinetts. Seitdem ist ein solches Verzeichnis nicht mehr erschienen. Alle, die sich mit Mineralogie und Petrographie zu beschäftigen haben, werden es dem Verfasser Dank wissen, daß er sich der Mühe unterzogen hat, einen der neuesten Zeit entsprechenden Katalog dieser hervorragenden Fachbibliothek wenigstens für die Abteilungen der Mineralogie und Petrographie herzustellen. Die Verfasser sind alphabetisch, die Schriften jedes einzelnen nach der Reihenfolge des Erscheinens angeordnet. Die Neuaufstellung der Bücher in der Bibliothek erfolgte nach Fachgruppen, und zwar sind es davon die folgenden, die selbstverständlich auch in dem jetzt vorliegenden alphabetischen Katalog berücksichtigt sind: Mineralogie (Kristallographie), Petrographie (Geologie), Meteoriten (Astronomie und Astrophysik), Physik, Chemie, Bergbau (Technik), Verschiedenes, Zeit- und Gesellschaftsschriften und Foliodruckwerke. Es ist nicht nötig auseinanderzusetzen, von welch großer Bedeutung ein so umfangreicher Fachkatalog für jeden Forscher auf den in Rede stehenden Gebieten ist. Zu bedauern ist nur in hohem Grade, daß es aus Sparsamkeitsgründen nicht möglich war, für jeden Separatabzug die Zeitschrift nebst Band, Jahreszahl etc. anzugeben, aus der er stammt. Dadurch würde das Werk an Brauchbarkeit enorm gewonnen haben, jedenfalls wäre die Benützung sehr wesentlich leichter und bequemer gewesen. Immerhin muß aber auch den Behörden des k. k. naturhistorischen Hofmuseums der Dank der Fachgenossen ausgesprochen werden, daß sie das Erscheinen des Katalogs, wenn gleich in dieser weniger vollkommenen Form, ermöglicht haben.

Max Bauer.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. November 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, E. Koken, Th. Liebisch
in Marburg. in Tübingen. in Berlin.

1912. No. 21.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Besprechungen.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Die Eruptivgesteine der Insel Samos.

Von **Josef Butz** aus Coblenz.

Mit 1 Kartenskizze.

(Fortsetzung.)

b) Pyroxen und Amphibol.

Auch der Diallag ist einer Umwandlung unterworfen, und zwar bildet sich daraus eine uralitische bezw. smaragditische Hornblende, aus der sich an einigen Stellen Muscovit weiter entwickelt hat.

Frischer, wenig zersetzter Diallag findet sich nur in dem Saussuritgabbro südlich von Pagonda. Hier liegt er in großen Kristallen vor, bei denen Durchwachsungen eine nicht seltene Erscheinungsform sind. Er ist farblos bis graubraun gefärbt und mit dichtgedrängten feinen Spaltrissen versehen, auch die Querabsonderung tritt in Schnitten senkrecht zur c-Achse recht deutlich hervor. Die Ränder sind stets etwas ausgefranst und umgewandelt, doch ist bei dem Saussuritgabbro die Umwandlungszone sehr schmal, dagegen beim Uralitgabbro bedeutend breiter, so daß meist nur noch ein kleiner Diallagkern in der Mitte übrig bleibt. Die Umwandlung schreitet also vom Rande her nach innen fort und die c-Achse des neuentstehenden Kristalls fällt mit der des ursprünglich vorhandenen Diallags zusammen. Der resultierende Uralit bezw. Smaragdit ist in Schnitten aus der Prismenzone lebhaft saftgrün oder schmutzig graugrün und zeigt deutlichen Pleochroismus, wenn auch mit geringen Absorptionsunterschieden. In Schnitten senkrecht zur Vertikalachse hat er einen bräunlichen Ton.

Von den Uralitkristallen sind am Rande kleine Partien losgelöst, vielfach sind auch die Diallag- und Uralitkristalle verbogen, letztere auch zerbrochen und, wie schon oben erwähnt, in feine Nadeln und Büschel aufgelöst.

Die Uralitisierung von Diallag wurde einerseits auf Gebirgsdruck, andererseits auf Kontaktwirkungen zurückgeführt. Nun hat in der Tat ein stellenweise sogar sehr intensiver Druck auf diese Gabbros eingewirkt, wie aus den geschichteten und intensiv gefalteten Handstücken hervorgeht. Doch liegen eine ganze Reihe von Smaragditgabbros vor, die keinerlei Anzeichen eines intensiveren Druckes aufweisen; somit käme der Gebirgsdruck als

uralitisierendes Agens in unserem Falle nicht in Betracht, auch äußerer Kontakt hat nicht stattgefunden, vielmehr müssen wir die Uralitisierung als innere Kontakterscheinung auffassen, die von selbst verläuft und als ein normal sich vollziehender Vorgang anzusehen ist.

In dem Uralitgabbro von Myli ist zumteil der Diallag, wie gesagt, noch in gut erhaltenem Zustand, aber von seinen Rändern sind Partien losgelöst und die Kristalle von Rissen und Sprüngen durchsetzt — die allerdings in diesem Falle nicht auf Gebirgsdruck, sondern auf atmosphärische Verwitterung zurückzuführen sind. Hier tritt dann an jedem einzelnen losgelösten Teilchen und auf den Sprüngen zonar nach innen fortschreitende Uralitisierung ein, doch entstehen hierbei keine einheitlichen Uralitkristalle, sondern vielmehr ein Gewirr von unregelmäßigen verzahnten Uralitfetzen. Dieses geht so weit fort, daß schließlich ein Hornblendeschiefer entsteht, wie ein solcher besonders deutlich ausgeprägt ist an einem von Myli stammenden Handstück, das an der einen Seite aus typischem Saussuritgabbro, an der anderen aus Hornblendeschiefer besteht.

Wenn also der Diallag durch irgendwelche Einflüsse zersprengt und zerfetzt wird, so können bei der Uralitisierung jedenfalls keine einheitlichen Smaragditkristalle entstehen, wie sie in den Smaragditgabbros vorliegen. Es kann also bei den Smaragditgabbros der Druck, der die Faltung bewirkte, erst eingesetzt haben, als sich die Uralitisierung schon zum großen Teil vollzogen hatte.

Im Inneren der großen Uralitkristalle geht nun wiederum eine Umwandlung vor sich, die ausschließlich in den Smaragditgabbros zu beobachten ist. Der Smaragdit wird allmählich blasser, die anfangs in großer Menge darin enthaltenen punktförmigen Einschlüsse — dieselben sind meist regellos, selten strichweise angeordnet — verschwinden mit zunehmender Bleichung und die Interferenzfarben werden höher; schließlich erscheinen eine ganze Anzahl beliebig orientierter, farbloser bis schwach bläulich gefärbter Muscovitblättchen mit äußerst scharf ausgeprägter Spaltbarkeit; die Auslöschung erfolgt parallel zu den Spaltrissen.

c) Apatit und Turmalin.

Von den Übergemengteilen wurde bei der makroskopischen Beschreibung schon das Vorkommen von Apatit und als besonders merkwürdig das von Turmalin hervorgehoben. Letzterer zeigt starken Pleochroismus von farblos bis olivengrün, purpurrote oder grüne Interferenzfarben und parallele Auslöschung.

Die Anwesenheit der genannten beiden Mineralien deutet darauf hin, daß während oder kurz nach der Verfestigung des Gesteins Gasexhalationen stattgefunden haben. Beide Mineralien finden sich sowohl in dem Saussurit- wie in dem Smaragditgabbro.

Rosenbusch erwähnt in Bd. II der Mikr. Phys. d. Min. u. Gest. S. 338 einen Fall, daß Turmalinsonnen in einem Gabbro von Duluth beobachtet worden seien. Doch steht es keineswegs fest, daß es sich hierbei wirklich um Turmalin handelt. Von dem in Frage stehenden Gabbro heißt es nämlich nach der Beschreibung M. E. Wadsworth's [1]: „A radiated group of epidote crystals was observed in the section." Hierzu bemerkt Winchell [1]: „The radiating group of crystals mentioned above — at least only one such group was seen in the section — has the characters of tourmaline rather than of epidote."

Ein weiterer häufig verbreiteter Übergemengteil ist das Leukoxen genannte Umwandlungsprodukt des Titaneisens; er bildet größere Partien, die im Schliff mit bloßem Auge als orangegelbe oder rötlichgraue Flecken zu erkennen sind.

In den Gabbrogesteinen von Myli finden wir Uralit- und Smaragditgabbro zu einem zusammenhängenden Lager eng verbunden. Der hier vorkommende Smaragditgabbro unterscheidet sich von dem nördlich von Pagonda lagernden nicht im geringsten; andererseits steht der Uralitgabbro dem südlich von Pagonda auftretenden insofern sehr nahe, als in beiden gut erhaltene Diallagkristalle vorkommen.

Diese Tatsachen und die früher angeführten Übereinstimmungen lassen auf einen unterirdischen Zusammenhang und auf eine gleichzeitige Entstehung sämtlicher Gabbrolager aus demselben Magma schließen.

Während oder kurz nach der Verfestigung fanden pneumatolytische Vorgänge statt.

Nachher setzte infolge inneren Kontaktes Uralitisierung ein, die in verschieden weit vorgeschrittenen Stadien vorliegt. Demnach sind die makroskopisch hervortretenden, hauptsächlich an den farbigen Gemengteilen ausgeprägten Unterschiede keine generellen, sondern nur graduelle.

Später setzte Gebirgsdruck bezw. Pressung ein. Dieser Druck bewirkte Schichtung und Faltung eines Teiles der Smaragditgabbros oder Zerbrechung und Quetschung der Smaragdit- und Diallagkristalle.

Durch hinzutretende atmosphärische Einflüsse entstanden weiterhin Hornblendeschiefer, Amphibolite und Serpentine. Letztere sollen im folgenden noch näher besprochen werden.

[1] Zitiert nach N. H. Winchell: Geological and Natural History survey, volume V of the final report p. 539.

2. Amphibolit und Serpentin.

Ständige Begleiter der Gabbros und mit diesen zumteil eng verbunden sind Amphibolite und Serpentine; nur bei dem Smaragditgabbro nördlich von Pagonda finden sich die letztgenannten Gesteine nicht vor.

Die Amphibolite sind grünlichschwarze, dichte Gesteine, in denen noch große Uralitreste in größerer oder geringerer Anzahl enthalten sind. Dieselben sind entweder tiefschwarz, pechglänzend oder mit zunehmender Verwitterung etwas matter und hellbläulich oder grünlich gefärbt. Ihre Dimensionen sind in den einzelnen Handstücken verschieden groß. Mit abnehmender Größe der Uralitreste geht das Gestein allmählich immer mehr in Serpentin über, in welchem diese Reste nur noch mikroskopisch und schließlich überhaupt nicht mehr wahrgenommen werden können. An dem von Myli stammenden Amphibolitblock ist eine schwache Schichtung und sanfte Biegung angedeutet. Die Serpentine sind zumteil von etwas hellerer Farbe als die Amphibolite.

Die direkte Entstehung des Amphibolites aus Gabbro wird unzweifelhaft bewiesen durch die Erscheinung an dem Uralitgabbro von Myli, an dem sich durch oberflächliche atmosphärische Verwitterung ein ziemlich unvermittelter Übergang in ein schieferiges Hornblendegestein vollzieht.

In einem Dünnschliff, der so geschnitten wurde, daß er die Übergangszone enthält, beobachtet man folgendes: In dem nicht amphibolisierten Teile liegen in einer Grundmasse von grobkörnigen Epidot- und Zoisitkristallen — der Epidot ist bei weitem vorherrschend — große Diallagindividuen. Dieselben sind von Schnüren und Sprüngen durchzogen, auf denen sich faserige Hornblendeaggregate gebildet haben. Die farblose Hornblende breitet sich mehr und mehr aus und wird schwach grünlich oder bläulich gefärbt und damit tritt ein ganz schwacher Pleochroismus ein. Der Epidot tritt immer mehr zurück und kommt schließlich in der Hornblende nur noch in vereinzelten Körnern vor, die ebenfalls zumteil schwach pleochroitisch sind. Bei dieser Umsetzung bleibt kein Feldspat zurück, sondern alles setzt sich restlos in Hornblende um.

Eine Amphibolisierung der Smaragditgabbros ist mir nicht bekannt, vielmehr ist dieser Prozeß der atmosphärischen Verwitterung nur auf solche Gabbros beschränkt, in denen noch unzersetzter Diallag vorliegt.

Mit dem nachweislich aus Gabbro entstandenen Amphibolit haben die übrigen die allergrößte Ähnlichkeit. Unter dem Mikroskop stellen sie ein wirres Gemenge von kleinen verzahnten und ineinandergreifenden Hornblendefasern und -fetzen dar mit schwachem Pleochroismus von weingelb bis apfelgrün. In dieser Grundmasse liegen noch größere zumteil spindelförmige Hornblendestücke manchmal zu einem Knäuel vereinigt; sie sind entweder farblos

bis rötlichgrau oder weisen Pleochroismus von farblos bis grasgrün auf. In einem Amphibolit von Spazarei hat diese Hornblende auffallende Ähnlichkeit mit dem Diallag, der in den aus Wehrliten hervorgehenden Serpentinen vorkommt.

Die mit den Gabbrogesteinen zusammen vorkommenden Serpentine sind schwarz, dicht und graugrün gefleckt.

Die vorliegenden dunklen Serpentin- und Amphibolitgesteine zeigen folgendes mikroskopisches Bild. Einige lassen lediglich ein dichtes Gewirr kleiner Fetzchen und Balken von Hornblende erkennen. Andere bestehen in ihrer ganzen Masse nur aus einer grünlichen bis farblosen serpentinösen Substanz. Dazwischen kommen alle möglichen Übergänge vor, die in einer Serpentingrundmasse rötlichgraue Hornblendereste enthalten, und zwar wächst die Serpentinmasse auf Kosten der rötlichgrauen Hornblende. Die Serpentinmasse zeigt entweder zwischen gekreuzten Nicols nur schwache Aufhellung, ist aber dann durchzogen von deutlich aufhellenden Fasern und Streifen von Serpentin, auf denen sich randlich Magnetit ausgeschieden hat, oder sie ist aus lauter gut aufhellenden Fasern und Balken zusammengesetzt.

Der Serpentin entsteht also aus dem Saussuritgabbro, und zwar entwickelt sich aus letzterem zunächst ein Amphibolitschiefer; in diesem wiederum bildet sich auf Kosten der Hornblende serpentinöse Substanz, wobei anfangs noch größere Hornblendereste übrig bleiben. Diese aber verschwinden bei weiter fortschreitender Zersetzung gänzlich, und es resultiert reiner Serpentin, welcher Balken- und Faserstruktur aufweist oder maschenartige Struktur dadurch erhält, daß die Fasern, die anfangs parallel nebeneinander lagerten, aufgelöst werden. Magnetit wird hierbei stets in kleinen Körnchen ausgeschieden.

Asbest tritt als Begleiter der Gabbros und Serpentine auf, und zwar ist er an den verschiedenen Fundpunkten von verschiedener Güte. Der von Spazarei stammende ist meist hart, steinig und schieferig. Eine besser gefaserte und weichere Qualität findet sich bei dem Gabbrovorkommen von Pagonda, wo man auch seidenglänzendes Bergleder antrifft.

3. Glaukophangabbro.

Ein ganz kleines Lager eines dunklen Gabbrogesteins, das ebenfalls von Serpentin begleitet ist, finden wir im kristallinen Schiefer unterhalb Kusmadei. Dasselbe tritt, ebenso wie die Gabbrogesteine in der Karvunikette, als stockartige Einlagerung auf. Dieser Glaukophangabbro bildet makroskopisch ein grobkörniges Gemenge von grünlichschwarzer Hornblende und rötlich verwittertem Feldspat.

Der Schliff zeigt in einer grünlichgelben Grundmasse von feinkörnigem Epidot eine Fülle von Glaukophankristallen, deren

Umrandung stark zerstört ist, mit folgenden charakteristischen Absorptionsfarben: senkrecht zur Symmetrieebene farblos bis gelblichgrün; in der Symmetrieebene bläulichviolett; in der Prismenzone himmelblau bis farblos.

Auch hier begegnen wir einem neugebildeten quarzähnlichen Feldspat. Er findet sich als Ausfüllung in Adern ohne vollkommen ausgebildete kristallographische Begrenzung meist in Form verzahnter rundlicher Körner, die farblos und unverzwillingt sind und nur selten Spaltbarkeiten erkennen lassen. Als Übergemengteil ist reichlich Leukoxen zumteil als Einschluß im Glaukophan enthalten.

In dem Epidot haben sich kleine Muscovitblättchen gebildet.

4. Wehrlit.

Es ist oben schon erwähnt worden, daß die Wehrlite inmitten der Diabase den Kern des Kerkimassivs ausmachen.

Die Wehrlite von Prinias haben auf frischer Bruchfläche ein dunkles, fast schwarzes Aussehen. Die feinkörnige bis dichte Grundmasse dieser Gesteine enthält in ziemlich großer Anzahl Diallagkristalle in der Größe von 2—5 mm Durchmesser. Diese sind von schwarzer Farbe und besitzen Glas- oder Seidenglanz, manchmal läßt sich auch auf hervortretenden Spaltflächen ein metallischer und perlmutterartiger Schimmer erkennen. Außerdem machen sich in der Grundmasse zahlreiche grünlichgraue Serpentinflecken bemerkbar.

U. d. M. erkennt man als wesentliche Bestandteile Olivin und Diallag sowie in großer Menge Serpentin, der aus den beiden erstgenannten Mineralien hervorgeht.

Die an den Rändern stets mehr oder weniger zerbrochenen oder abgerundeten Diallagindividuen liegen vielfach in mehreren Stücken zu einem Knäuel vereinigt.

Frischer Diallag ist im durchfallenden Licht vollkommen klar und farblos, besitzt scharf ausgeprägte Spaltrisse und die Interferenzfarben Orange bis Gelb zweiter Ordnung sowie dichtgedrängte feine Nadel- und Stäbcheneinschlüsse, die sich in paralleler Anordnung in geradlinigen, zumteil sich kreuzenden Streifen quer über den Kristall hin oder längs den Spaltrissen und unregelmäßig verlaufenden Sprüngen erstrecken. Vereinzelt findet sich auch ein Olivinkern in dem bräunlichen Diallag.

Der Diallag erleidet eine Umwandlung, die sich einerseits in einer schwachen rauchgrauen Trübung, dem Auftreten fleckiger Interferenzfarben, in Verwischung der Spaltrisse, niedrigerer Lichtbrechung, körnigen Magneteisenausscheidungen und allmählichem Verschwinden der Stäbcheneinschlüsse, andererseits durch Loslösung und Zerfetzung randlicher Partien und Eindringen von Serpentinmasse auf den Spaltrissen und Sprüngen bemerkbar macht.

Bei der Umwandlung des Diallags in Serpentin bleibt vielfach

die Richtung der früheren Spaltbarkeit durch eine dichte und feine Faserung des Serpentins noch deutlich gekennzeichnet, doch ist die Auslöschung des entstandenen Serpentins von der des ursprünglich vorhandenen Diallags verschieden.

Einige Diallage zeigen eine sanfte, kontinuierliche Verbiegung.

Der in großer Menge vorhandene Olivin zeigt ebenso wie der Diallag nirgends mehr kristallographische Begrenzung. Meist schwimmt er in Körnern oder Fetzen im Serpentin. Die noch vorhandenen größeren Individuen sind mit Serpentinmaschen durchzogen und so in lauter rundliche Körner zerteilt. Der Olivin ist stets farblos und zeigt vereinzelt kurz absetzende Spaltrisse; selten beobachtet man winzige schwarze Pünktcheneinschlüsse, die isoliert auftreten oder in einer kurzen Kette geradlinig hintereinander liegen. In der Nähe der Randzone des Gesteins sind die Olivinkörner von bläulichschwarzem Magneteisenstaube umkleidet.

Der in dem Gestein sehr verbreitete Serpentin ist, wie gesagt, der Hauptsache nach aus Olivin, weniger häufig aus Diallag hervorgegangen. An dem Diallag vollzieht sich eben die Umwandlung langsamer als am Olivin. Der im gewöhnlichen Licht vollkommen homogene, klar durchsichtige Serpentin zeigt zwischen gekreuzten Nicols an den meisten Stellen ein Gewebe von Fasern und Balken, zwischen denen noch kleine Körnchen, Reste von Olivin, eingeklemmt liegen. Seltener findet sich feine Gitterstruktur, welche auf direkte Entstehung des Serpentins aus Diallag deutet.

In einem Schliff aus der oberflächlichen Verwitterungszone finden sich Serpentinpartien von grüner, gelblicher und rötlichbrauner Färbung, die zwischen gekreuzten Nicols nur eine äußerst schwache Aufhellung geben. Zusammen hiermit kommt die Bildung eines äußerst feinen blauschwarzen Staubes vor, der vorwiegend in den Maschen liegt, aber stellenweise so stark angehäuft ist, daß der Schliff völlig undurchsichtig wird. Vereinzelt liegen im Serpentin körnige Magneteisenausscheidungen.

5. Serpentin vom Kerki.

Mit zunehmender Verwitterung schreitet die Serpentinisierung immer weiter fort, bis schließlich reine Serpentine aus den Wehrliten entstehen. Ein solcher findet sich bei Prinias in engem Zusammenhang mit Wehrlit, ist aber schon makroskopisch durch seine bedeutend hellere, bläulichgraue bis gelbgrüne Farbe von den eigentlichen Wehrliten zu unterscheiden. In dem Serpentingestein liegen ohne scharfe Abgrenzung gegen die Grundmasse, vielmehr allmählich in diese übergehend, schwarze Diallagreste, an denen stellenweise noch kleine Spuren schimmernder Flächen zurückgeblieben sind. Als weiteres Zeichen von Verwitterung treten an dem Handstück mehrere feine Verwitterungsklüfte auf.

U. d. M. zeigt der Serpentin geringe Aufhellung sowie

Maschenstruktur, wobei die Maschen etwas besser aufhellen. Die Maschenstruktur deutet auf Entstehung aus Olivin, während die seltener vorhandene feine Parallelfaserung die Entstehung aus Diallag anzeigt.

Oft schwimmen spindelförmige oder elliptische Streifen und Fetzen, Reste von Diallag, von den verschiedensten Dimensionen im Serpentin. Sie sind regelmäßig mit Ausscheidungen von kohlensaurem Kalk umkleidet oder durchzogen und hängen vielfach noch mit größeren, weniger zersetzten Diallagkristallen zusammen.

Diese liegen, ganz ähnlich wie im Wehrlit, gewöhnlich zu mehreren zu einem Knäuel vereinigt; sie besitzen rötlichgraue, trübe Färbung, sind zerfetzt und teilweise zerlöchert und sehen einer Hornblende nicht unähnlich.

Magnetit ist in körnigen Ausscheidungen über den ganzen Schliff verteilt.

6. Diabas.

Wir haben schon erfahren, daß ein kleineres Diabaslager in der Nähe des Gabbromassivs existiert, daß aber der Hauptkomplex der Diabase am Kerki als niedrigere Kuppen um einen ultrabasischen Kern von Wehrliten kranzartig herumgruppiert ist. Die sämtlichen Eruptivgesteine im Westen der Insel liegen unter den nach Ostsüdosten einfallenden Kalksteinschichten des Kerkimassivs.

Äußerlich treten an den Diabasen keinerlei bemerkenswerte Verschiedenheiten hervor; sie zeigen eine ziemlich einheitliche feinkörnige oder dichte Struktur, wobei im allgemeinen die einzelnen Mineralkomponenten sehr wenig deutlich voneinander zu unterscheiden sind.

Die sämtlichen Diabasen eigene graugrüne Farbe variiert stark mit dem Grade der Zersetzung, und zwar besitzen die stärker zersetzten, kristallinisch-körnigen Varietäten einen hellen, ins Gelbe gehenden Ton, im allgemeinen bedingt durch zahlreich auftretende Epidotflecken, während die weniger stark umgewandelten ein feineres Korn oder dichte Beschaffenheit aufweisen und schmutzig graugrün bis schwarz gefärbt erscheinen.

Es lassen sich folgende Arten von Diabasen unterscheiden:

a) Diabasaphanit,
b) Hornblende-Olivin-Diabas,
c) Diabasporphyrit,
d) Uralit-Diabas.

a) Diabasaphanit.

Von dem Diabasaphanit existieren zwei Typen. Dieselben sind auf frischer Bruchfläche vollkommen schwarz und dicht und besitzen einen rotbraunen bis schwarzen, stellenweise metallisch

glänzenden Verwitterungsüberzug. In dem einen Typ finden sich winzige, goldgelb glänzende Pyritflecken. Das mikroskopische Bild zeigt ein außerordentlich feinkörniges Gemenge, bestehend aus grüner chloritischer Substanz, schwarzen Magneteisenkörnchen und einer weißen, feldspatartigen Masse.

Der andere Diabasaphanit unterscheidet sich von dem ersteren durch das Hinzutreten kleiner schmaler Plagioklasleistchen von frischem Aussehen mit nur wenig punktartigen chloritischen Einschlüssen. Leukoxen ist ein in reichlichem Maße vorhandener Gemengteil. Außerdem ist das Gestein sehr stark mit kohlensaurem Kalk in Form winziger Pünktchen und feiner Äderchen imprägniert.

b) Hornblende-Olivin-Diabas.

Der Hornblende-Olivin-Diabas, der unten am Vorsprung östlich vom Hafen Agios Isidoros auftritt, ist ein körniges, etwas bröckeliges Gestein und enthält in einer schmutzig graugrünen Grundmasse zahlreiche weiße Feldspatkristalle von 1—2 mm Länge.

Das mikroskopische Bild zeigt die den Diabasen eigentümliche ophitische Struktur in guter Ausprägung, indem die meisten Hornblende- und Olivinkristalle von Feldspatleisten durchsetzt werden. An einigen Stellen allerdings sind die Feldspäte der Hornblende gegenüber nicht idiomorph.

Die Hornblendekristalle fallen zunächst durch ihre bedeutende Größe und intensiv bräunliche, tiefgrüne oder bläuliche Farbe auf. Ihre äußere Umgrenzung ist nur wenig zerstört und zeigt niemals die Form des Augites; ich bin deshalb geneigt, auf die primäre Natur dieser Hornblende zu schließen.

Klarer Olivin ist zwischen den Feldspatleisten eingeklemmt, größere Partien desselben sind durch schmale Sprünge und Schnüre, die mit grüner Substanz angefüllt sind, in rundliche Körner zerteilt. Fast stets besitzt er deutliche, kurz absetzende Spaltrisse und hinterläßt bei der Umwandlung schmutzig graugrün gefärbte, zackige Lappen einer anscheinend isotropen Substanz.

Der breitleistenförmig ausgebildete Feldspat mit wenig wiederholter Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz zeigt dem Feldspat des Diabasaphanites gegenüber ein etwas weiter vorgeschrittenes Stadium der Zersetzung. Dieselbe besteht in einer Chloritisierung, wobei sich anfänglich graue Punkteinschlüsse bilden, die nebst chloritischer Substanz allmählich den ganzen Kristall erfüllen und stark trüben.

Nebenher geht Saussuritisierung, die ebenfalls im Innern des Feldspates einsetzt, bis schließlich der ganze Kristall unter Beibehaltung der Leistenform durch Epidot bezw. Zoisit ersetzt wird. Eine frühere Feldspatleiste wird hierbei jedoch nicht durch einen einheitlichen Epidot- oder Zoisitkristall vertreten, sondern von

vielen Körnern erfüllt, was erst besonders deutlich zwischen gekreuzten Nicols durch die bunten Interferenzfarben hervortritt. Zumteil zeigt der Epidot schwachen Pleochroismus in Gelbgrün.

Als Ausfüllung hat kohlensaurer Kalk ziemliche Verbreitung; als Übergemengteile sind Apatitnadeln, vereinzelt Magnetit, häufiger Leukoxen zu nennen.

c) Diabasporphyrit.

Von dem Diabasaphanit unterscheidet sich der Diabasporphyrit makroskopisch durch seine bedeutend hellere, grünlichgelbe Farbe. Die gelben Flecken rühren von Epidot her. Makroskopisch tritt die porphyrische Struktur wegen der starken Chloritisierung des Gesteins nicht mehr hervor; man erkennt dieselbe vielmehr erst unter dem Mikroskop.

Hier ist sie deutlich gekennzeichnet durch das Vorhandensein großer breiter Feldspatleisten von fast quadratischem Querschnitt. Dieselben sind vollgepfropft mit kleinen rundlichen Einschlüssen grüner chloritischer Substanz, die den ganzen Kristall einheitlich erfüllen. Zwischen den aus dem Feldspat entstandenen Produkten und der vorhandenen Grundmasse bestehen kaum nennenswerte Unterschiede.

Reste von Olivin sind noch vorhanden, der sowohl im Innern als auch randlich in chloritische Substanz umgewandelt ist.

Hornblende habe ich nicht beobachtet, auch fehlt fast vollständig der Magnetit. Kohlensaurer Kalk durchsetzt in Adern das Gestein.

d) Uralitdiabas.

Dieses Gestein ist feinkörnig und von hellgrüner Farbe, welche zumteil bedingt ist durch zahlreiche Epidotfleckchen.

Feldspat ist auch unter dem Mikroskop nicht mehr wahrnehmbar, statt dessen treffen wir die schon mehrfach erwähnten Zersetzungsprodukte desselben an, unter teilweiser Beibehaltung der Leistenform.

Sodann hat eine uralitische, feinfaserige Hornblende mit Pleochroismus farblos bis bläulichgrün ausgedehnte Verbreitung. Stellenweise ist dieselbe verbogen oder zu feinen Nadeln fächer- oder büschelförmig auseinandergelöst. Diese Nadeln sind oft eingebettet in farblose, klare Substanz, welche vielfach die Lücken zwischen den einzelnen Gemengteilen ausfüllt, auch in Adern auftritt und sich meist als Quarz bestimmen läßt.

Die Übergemengteile sind dieselben wie beim Hornblende-Olivin-Diabas.

Bemerkenswert ist noch die Tatsache, daß dieser Uralitdiabas nicht mit den übrigen Diabasen im Kerkimassiv auftritt; er liegt

vielmehr in der Karvunikette bei Kuzira, nördlich von dem Gabbromassiv und bildet hier eine längliche Kuppe.

Die Struktur der vorliegenden Diabase lehrt uns, daß im allgemeinen die Feldspäte zuerst aus dem Magma ausgeschieden wurden; nur vereinzelt ist die Ausscheidung der femischen Gemengteile mit der der Feldspäte gleichzeitig erfolgt. Nehmen wir hierzu noch die Tatsache, daß die Diabase des Kerkimassivs als Randglieder um die Wehrlite herumgelagert sind, so kommen wir zu dem Ergebnis: die Wehrlite und Diabase des Kerkimassivs sind aus einem einzigen Magma durch Differenzierung und Faziesbildung entstanden, indem sich an den Rändern ein acideres Magma und in der Mitte ein basischer Kern bildete.

Aus der Randzone dieses Gesteinskomplexes wäre noch ein rötliches Gestein zu erwähnen, welches zahlreiche Kalkspatmandeln enthält, deren Durchmesser etwa 2—4 mm beträgt.

Außerdem findet sich hier noch ein breccienartig aussehendes, dunkelgrünes Gestein, wesentlich bestehend aus Epidot, dazwischen ziehen sich Adern von kohlensaurem Kalk hindurch. U. d. M. erkennt man eine filzige, grau gefärbte Masse mit grünen chloritischen Punkten und Fetzchen; darin liegen längere chloritische Streifen und Epidotleisten; an manchen Stellen des Schliffes ist der Epidot sehr stark ausgedehnt, Ähnliches trifft für den kohlensauren Kalk zu. Magnetit ist nicht vorhanden. Ob dieses Gestein eine Breccie, oder ob es das Produkt einer Kontaktwirkung ist, konnte ich nicht entscheiden.

(Schluß folgt.)

Beiträge zur Kenntnis der thermischen Dissoziation und der Konstitution leicht zerlegbarer Mineralien.

Von **K. Friedrich** in Breslau.

Mit 25 Textfiguren.

(Fortsetzung.)

Manganspat (Fig. 7 und 8).

Laut Analyse enthielten der Spat von Colorado: 90,66 % $MnCO_3$, 3,47 % $FeCO_3$, 3,82 % $MgCO_3$ und 1,90 % SiO_2 und derjenige von Peru: 91,5 % $MnCO_3$ und 6,0 % $FeCO_3$. Die Zersetzungstemperaturen stimmen nahezu überein. Speziell bei dem Spate von Colorado, bei dem die Zerlegung thermisch besonders deutlich sich bemerkbar machte, dürfte der Beginn der beobachteten Wärmebindung bei 525° zu suchen sein, während das Maximum bei 570° liegt. Bei der Erhitzung der Probesubstanz bis 1130°

betrug der Gewichtsverlust nur 96,8 %, bei einem Versuche, welcher bei 700° abgebrochen wurde, aber 99,0 % des theoretisch erforderlichen Betrages. Die in ersterem Falle gefundene geringere

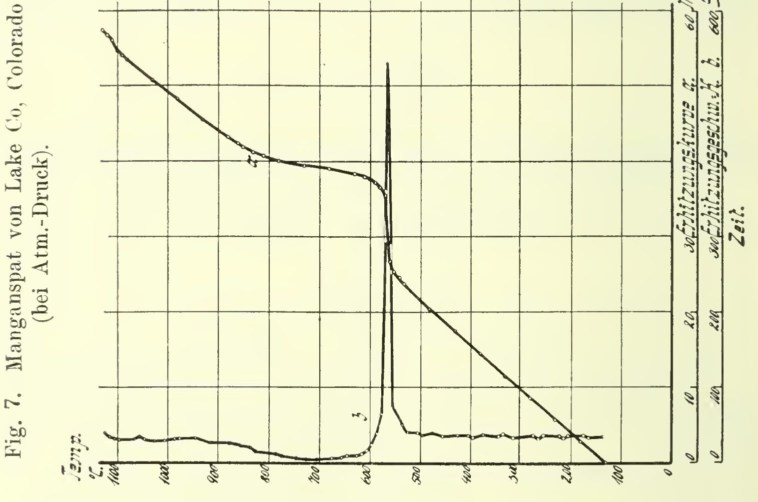


Fig. 8. Manganspat von Peru (bei Atm.-Druck).

Fig. 7. Manganspat von Lake Co, Colorado (bei Atm.-Druck).

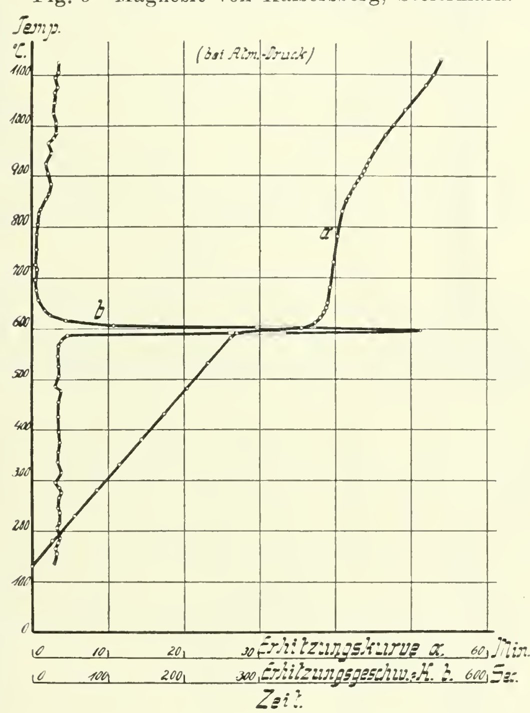
Gewichtsabnahme ist zweifellos mit auf eine Sauerstoff-Aufnahme seitens des Mn O bei erhöhter Temperatur zurückzuführen. Jedenfalls ist die Zerlegung schon bei 700° praktisch als vollständig

anzusprechen. Der Rückstand brauste mit Salzsäure behandelt nur ganz schwach auf. Von den Angaben Joulin's und Brill's weichen unsere Befunde wesentlich ab.

Magnesit (Fig. 9).

Die Analyse ergab 94,11 % $MgCO_3$, 0,50 % $CaCO_3$, 0,84 % $FeCO_3$, 1,40 % SiO_2, Spur Mn. Die Kurve des untersuchten

Fig. 9 Magnesit von Kaisersberg, Steiermark.



Magnesits zeigt einen ähnlich scharfen Knick wie diejenige des Manganspates von Colorado. Er beginnt bei 570° und hat sein Maximum bei 600°. Nach der Erhitzung bis auf 950° betrug der Gewichtsverlust 98,4 %, nach der Erhitzung auf 750° 96,8 % des theoretischen Betrages. Der Rückstand gab keine bezw. nur eine sehr schwache Reaktion auf Kohlensäure. Auch hier besteht ein recht bedeutender Unterschied zwischen unserem Befunde und demjenigen von Brill, welcher als Dissoziationstemperatur für eine Atmosphäre 445° angibt. Vielleicht ist die Ursache hierfür in der Verschiedenheit der von uns angewendeten Materialien, sowie aber auch der Apparatur und Arbeitsweise zu suchen. Wenn

wir eine stufenweise Abspaltung der Kohlensäure nicht zu konstatieren vermochten, so kann dies in unserer Methode begründet liegen. Mit den Ergebnissen von Vestenberg und Wülfing stimmt unser Ergebnis besser überein.

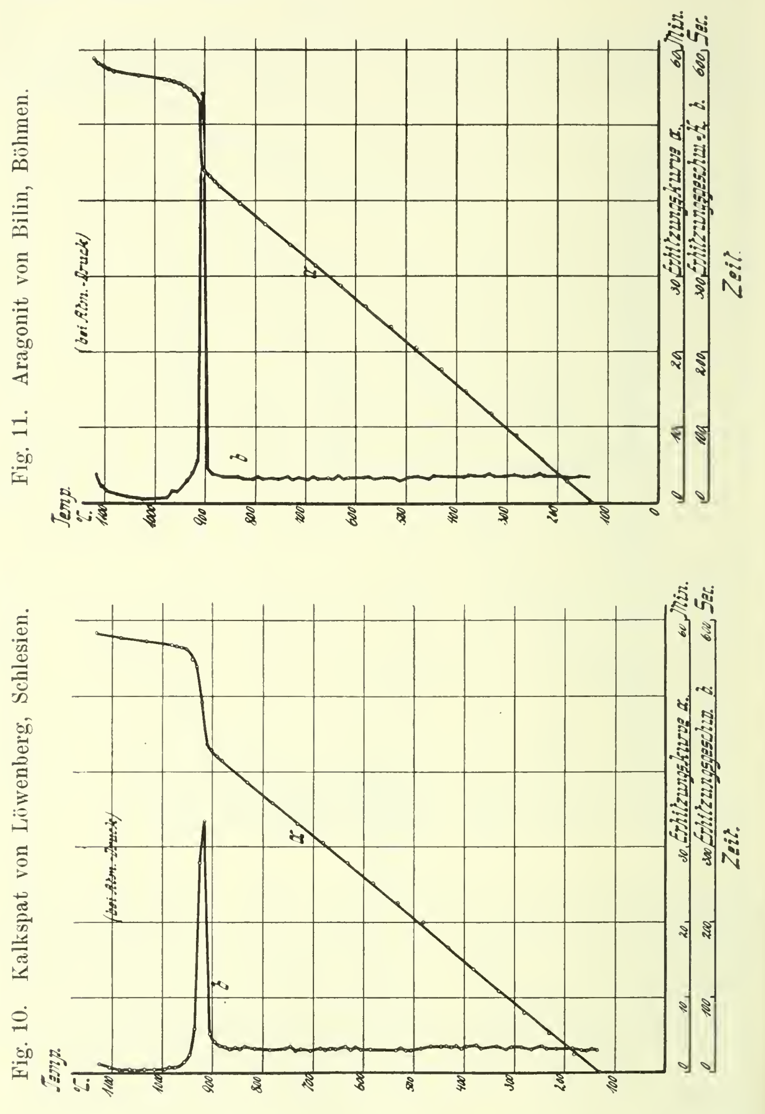


Fig. 11. Aragonit von Bilin, Böhmen.

Fig. 10. Kalkspat von Löwenberg, Schlesien.

Kalkspat und Aragonit (Fig. 10 u. 11).

Die chemische Analyse ergab für Kalkspat 99,00 % $CaCO_3$, 0,82 % $FeCO_3$, für Aragonit 99,50 % $CaCO_3$, Spur MgO. In

Übereinstimmung mit unseren bisherigen Kenntnissen über die Lage des Umwandlungspunktes von Aragonit in Calcit zeigten beide Modifikationen des Calciumcarbonats bezüglich ihrer Zerlegung keinen wesentlichen Unterschied. Thermisch wurde die erste Wärmebindung beobachtet bei 895°, das Maximum liegt bei 910°. Der Gewichtsverlust betrug bei der Erhitzung bis auf 1100° beim Kalkspat 99,9, beim Aragonit 99,7 bezw. 99,8 % des theoretisch erforderlichen Betrages. Die Untersuchungen haben bestätigt, daß für eine gegebene Temperatur bis zu einer Atmosphäre der Kohlensäuredruck des Calciumcarbonats geringer ist als derjenige des Zink- und Magnesiumcarbonats: die Zerlegung der letzteren erfolgt bei wesentlich niedrigeren Temperaturen. Wärmetönungen, welche auf eine Umwandlung des Aragonits in Calcit hindeuten, konnten in dem untersuchten Temperaturbereich auch von uns nicht aufgefunden werden. Die nach der Methode der Erhitzungskurven ermittelte Dissoziationstemperatur stimmt mit den neueren Angaben von Zavrieff, Riesenfeld und Johnston sehr gut überein.

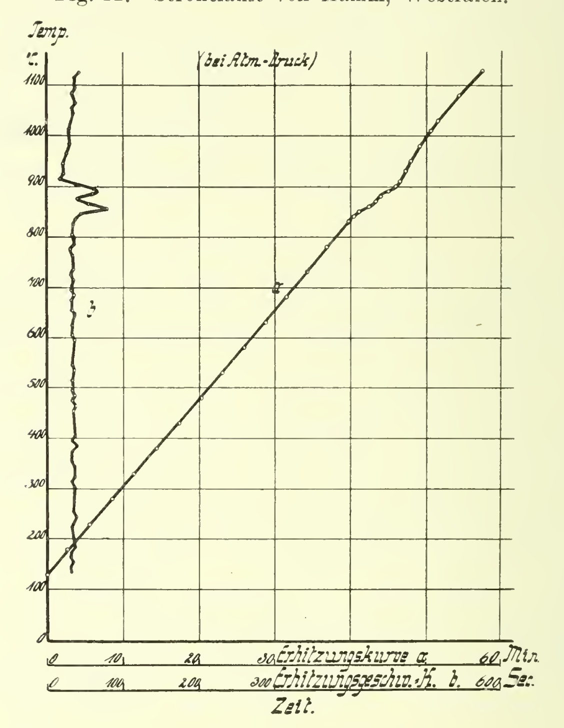
Strontianit (Fig. 12).

Die Analyse dieses Materials ergab an Verunreinigungen 12,42 % $CaCO_3$ und 0,40 % $FeCO_3$. Die thermische Analyse ließ zwei Wärmebindungen erkennen. Die erste beginnt bei ca. 830° und hat ihr Maximum bei 860°, die zweite schließt sich dicht daran mit einem Maximum bei 895° an. Da, wie der Augenschein lehrte, Schmelzung nicht eingetreten war, so können diese Wärmetönungen entweder nur durch eine Zerlegung von Carbonat oder durch eine Umwandlung verursacht sein. Für die Zerlegung kann aber nur eine Verunreinigung in Betracht kommen. Bis auf 1160° erhitzt, verlor der Strontianit nur etwa 12 % des theoretisch erforderlichen Betrages an Kohlensäure. Berücksichtigt man, daß der Calciumcarbonatgehalt 12,4 % beträgt, so liegt die Annahme sehr nahe, daß eine der beiden zwischen 830 und 910° beobachteten Wärmebindungen auf Rechnung dieses Carbonats zu setzen ist. Um nun zu ermitteln, ob außerdem etwa auch eine Umwandlung vorliegt, wurde dieselbe Substanz mehrmals hintereinander erhitzt, wobei neben der Erhitzung auch die Abkühlung verfolgt wurde. Dabei konnte beobachtet werden, daß die eine der beiden Wärmebindungen schwächer wurde, während die andere in derselben Stärke regelmäßig weiter auftrat. Außerdem wurde stets in den Abkühlungskurven eine Wärmeentwicklung gefunden, und zwar besonders stark, nachdem die Probesubstanz eine Stunde lang auf 1100° erhitzt worden war. Aus diesen Befunden müssen wir unbedingt schließen, daß tatsächlich die eine der beiden Wärmebindungen einer Umwandlung zukommt. Da CaO nicht in Betracht kommen kann, so dürfte es nur das Strontiumcarbonat sein, welches diese Umwandlung erleidet. Die Frage, welche der beiden Wärme-

bindungen der Umwandlung entspricht, möchten wir dahin beantworten, daß es sehr wahrscheinlich die erste ist. Die Wärmeentwicklung auf den Abkühlungskurven setzte um etwa 20—30° tiefer als die erste Wärmebindung ein. Vor allem aber entspricht die Lage der zweiten Wärmebindung ziemlich genau der Dissoziationstemperatur des Calciumcarbonats.

Die Methode der Erhitzungskurven hat uns also eine Umwandlung enthüllt, welche am Strontianit thermisch bisher noch

Fig. 12. Strontianit von Hamm, Westfalen.

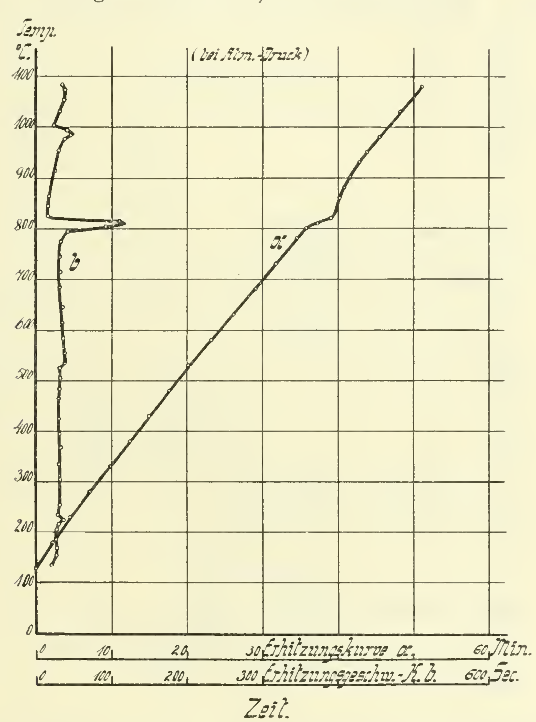


nicht beobachtet worden war. Hier werden wir an die Angabe von Vernadsky erinnert, wonach $SrCO_3$ bei höherer Temperatur eine Umwandlung erleidet. Vielleicht entspricht dieser die von uns gefundene Wärmetönung. Freilich verlegt Vernadsky die Umwandlung auf 700°, während wir sie erst bei ca. 800° nachweisen konnten. Die Angabe von Le Chatelier bezw. Conroy, daß $SrCO_3$ bei 820° bezw. 1050° sich zerlege, haben wir für Atmosphärendruck nicht bestätigen können. Dagegen stimmt unser Resultat, wonach bis zu 1130° eine merkliche Zersetzung noch nicht eintritt, mit den Befunden von Stiepel und Herzfeld bezw. Brill überein.

Witherit (Fig. 13).

Hier wurden zwei Versuchsreihen durchgeführt: die eine mit einem etwas weniger reinen Material von Alston, Cumberland, die andere mit einem sehr reinen Witherit unbekannter Herkunft. Die Analyse des letzteren ergab 99,49 % $BaCO_3$, Spur SiO_2. In beiden Fällen zeigten die Erhitzungskurven bei ca. 810° einen scharfen Halt, welcher bei etwa 780° beginnt. Nun konnten

Fig. 13. Witherit, Fundort unbekannt.

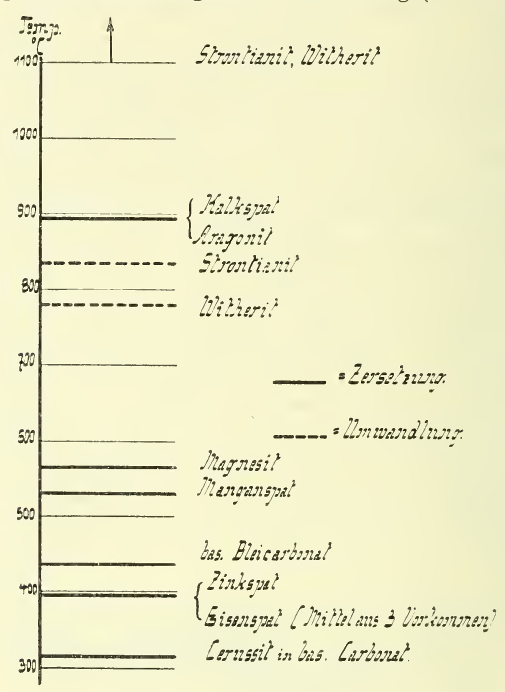


auch bei der Erhitzung bis zu 1130° nur ganz geringe Verluste konstatiert werden. Beim Witherit von Alston machten sie ca. 4 %, bei dem reinen Witherit aber nur 1 bis maximum 2 % des für reines Bariumcarbonat theoretisch erforderlichen Betrages aus. Die bei ca. 800° beobachtete relativ starke Wärmebindung kann also einer Abspaltung von Kohlensäure nicht zugeschrieben werden. Ferner trat aber auch keine Schmelzung ein. Der Glührückstand des reinen Materials war nur in Spuren, derjenige des unreinen Witherits ganz schwach gesintert, keinesfalls aber geschmolzen. Somit bleibt nur noch die Annahme übrig, daß die in Rede stehende Wärmebindung von einer Umwandlung herrührt. Diese

Umwandlung ist reversibel: bei beiden Materialien trat beim Abkühlen der Substanz eine Wärmeentwicklung auf, welche zwar um ca. 40° tiefer einsetzte, aber ebenso stark ausgeprägt war, wie die Wärmebindung auf der Erhitzungskurve. Auch nach mehrmaligem Erhitzen und Abkühlen der gleichen Substanzmenge ließ die Intensität der Wärmetönungen nicht merklich nach.

Die Untersuchungen haben also die Angabe Boekes bestätigt, daß Bariumcarbonat bei ca. 800° einen Umwandlungspunkt besitzt.

Fig. 14. Beginn der Zersetzung bezw. Umwandlung (bei Atm.-Druck) von



Eine Zerlegung des $BaCO_3$ kann erst bei sehr hohen Temperaturen (über 1100°) stattfinden.

Die Ergebnisse der Einzeluntersuchungen aus den Erhitzungskurven sind in der Tabelle 2 und in Fig. 14 zusammengestellt. In die letztere sind der Übersichtlichkeit halber nur die Temperaturen des thermisch nachweisbaren Zersetzungs- bezw. Umwandlungsbeginns, in die erstere außerdem aber auch die Maxima der Wärmebindungen aufgenommen worden. Die Zusammenstellungen lassen die Reihenfolge erkennen, in welche die natürlichen reinen Carbonate hinsichtlich ihrer Zersetzbarkeit bei erhöhter Temperatur einzuordnen sind.

Tabelle 2.

Substanz	Zersetzungen			Umwandlungen	
	Grad der Zersetzung	Beginn der Zersetzung ° C	Maximum der Zersetzung ° C	Beginn der Umwandlung ° C	Maximum der Wärmebindung ° C
		bei Atmosphärendruck in ruhender Gasschicht			
Cerussit von Mies	teilweise in bas. Carbonat	etwa 315	335	—	—
Zinkspat von Thasos	vollständig	„ 395	440	—	—
Eisenspat von Ivigtut	„	} ca. 400 ?	460	—	—
„ „ Neudorf	„	} ca. 400 ?	480	—	—
„ „ Niederschelden	„	} ca. 400 ?	500	—	—
Bas. Bleicarbonat	„	430	460	—	—
Manganspat von Colorado	„	525	570	—	—
„ „ Peru	„	510 ?	550	—	—
Magnesit von Kaisersberg	„	570	600	—	—
Kalkspat von Löwenberg	„	895	910	—	—
Aragonit von Bilin	„	895	910	—	—
Strontianit von Hamm	?	über 1130	?	830	860
Witherit unbekannter Herkunft	?	„ 1100	?	780	815

Was die Bedeutung der gefundenen Zersetzungspunkte für die Praxis anbetrifft, so muß in Rücksicht gezogen werden, daß die Untersuchungen zwar bei einer Atmosphäre Gegendruck, aber in ruhender Gasschicht angestellt wurden. In der Praxis arbeitet man meist mit strömender Gasschicht. Da hierbei infolge der ständigen Verminderung des Partialdruckes der Kohlensäure die Zerlegung eher zu Ende geführt wird als bei ruhender Gasschicht, so können die gefundenen und mitgeteilten Zersetzungstemperaturen nicht ohne weiteres auf praktische Verhältnisse übertragen werden. Wohl aber sind sie als Grenzwerte zu benutzen, indem sie die Maximalwärmegrade darstellen, bis zu denen bei den Prozessen im großen die Carbonate in Pulverform noch beständig sind.

(Schluß folgt.)

Sandiger Zechstein am alten Gebirge an der unteren Werra und Fulda und die Kontinuität des Landwerdens in Mitteldeutschland.

Von **Theodor Brandes** in Göttingen.

Mit 1 Textfigur.

Schwere terrigene Sinkstoffe sind — abgesehen von dem groben Material des Basalkonglomerates — eine ungewöhnliche, örtlich sehr beschränkte Erscheinung im deutschen Zechstein. Daher ist das Vorkommen von Sand im Unteren Zechstein Niederhessens, in der Umrahmung der inselartig aus einem Mantel jüngerer Sedimente emportauchenden Kerne präpermisch gefalteten Gebirges an der unteren Werra und Fulda, von besonderem Interesse.

I. Stratigraphisches.

Etwa 1,2 km südwestlich von Albungen[1] a. d. Werra, an der Straße vom Bahnhof Albungen nach Wellingerode, zeigt der Untere Zechstein mit seinem Liegenden folgendes Profil[2]:

Liegendes: Ein graugrünes, weitgehend zersetztes Eruptivgestein, das von zahlreichen quarzerfüllten Klüften durchschwärmt ist. Es repräsentiert wahrscheinlich einen stark verwitterten Diabas, dessen Augit in die chloritischen Zersetzungsprodukte übergegangen ist. In den Erläuterungen z. Bl. Allendorf (p. 11 und 12) wird ein analoges Vorkommen

[1] Bl. Allendorf d. geol. Spez.-Karte von Preußen.

[2] Durch dieses Profil, auf das ich bei der Suche nach Fossilien im alten Gebirge aufmerksam wurde, angeregt, verfolgte ich die Faziesverhältnisse des Perm an der Grenze von Rotliegendem und Zechstein durch Niederhessen. Für wertvolle Ratschläge bei der Beurteilung der Gesteine und ihrer Einschlüsse bin ich den Herren Prof. Dr. Pompeckj und Prof. Dr. Mügge sehr zu Dank verpflichtet.

aus der Nachbarschaft, von der Sommerseite bei Albungen, beschrieben. Die starke Zertrümmerung des Gesteins spricht dafür, daß es sich um ein Eruptiv der präpermischen Falten handelt, das bei der Aufrichtung des variskischen Gebirges mitgefaltet wurde. Postcarbonische Bewegungen von so erheblichem Ausmasse, daß sie eine derart intensive Zerklüftung hervorgerufen haben könnten, sind aus diesem Gebiet unbekannt.

Im südwestlichen Teile des Aufschlusses ruht auf dem Diabas folgende Sedimentreihe:

1. Zechsteinkonglomerat, 0,45 m. Neben einem aus gerundeten Körnern von Grauwacke, Diabas, Ton- und Kieselschiefer bestehenden Grus birgt das Konglomerat nuß-, vereinzelt auch faustgroße Milchquarzgerölle.
2. Kupferschiefer, 0,45 m. Schwarzer, leicht sandiger Mergelschiefer, reich an kohliger und bituminöser Substanz. Außer unbestimmbaren Pflanzen- und Fischresten fand sich darin ein relativ gut erhaltenes Gebiß von *Janassa bituminosa* SCHLOTH. (JAEKEL, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch. 1899. p. 259. Taf. XIV, Fig. 2.)
3. Zechsteinkalk:
   a) Sandsteinschiefer, 1 m. Dunkelgrauer, ebenschichtiger, toniger Sandsteinschiefer mit Glimmerplättchen.
   b) Sandstein, 4 m. Graugelber, mürber, mergelreicher, sehr feinkörniger Sandstein, dem Glimmerschüppchen eingestreut sind.
   c) Sandiger Kalk. Dunkelblauer, bituminöser, wenig sandiger Kalk; 4—5 m aufgeschlossen.

Im Hangenden folgen Gips und Dolomit des Mittleren Zechsteins.

Etwa 25 m in nordöstlicher Richtung von hier entfernt hat ein kleiner, auf den Kupferschiefer getriebener Versuchsstollen einen wohl dem Zechsteinkonglomerat äquivalenten gelbbraunen, grobkörnigen Sandstein (0,5 m sichtbar) als Unterlage des Kupferschiefers angefahren. Zwischen beiden Beobachtungspunkten liegt ein Bruch von sehr geringer Sprunghöhe. Abermals 5 m entfernter überragt eine Partie des Diabases seine südwestliche Nachbarschaft als kleine Kuppe, an deren SW-Böschung sich der Kupferschiefer unmittelbar dem Diabas anschmiegt. Demgemäß ist hier auf ganz kurze Erstreckung (nur wenige Dekameter) der Übergang von dem relativ mächtigen, groben Zechsteinkonglomerat in einen grobkörnigen Sandstein und schließlich das gänzliche Fehlen des ältesten Zechsteingliedes zu beobachten.

In ganz ähnlicher Weise wie bei Albungen ist der Untere Zechstein am NW-Ende der Grauwackeninsel, im Gelsterbachtale bei Witzenhausen, sandig ausgebildet[1]. Der Zechstein ist dort einer grobkörnigen Grauwacke unsicheren Alters aufgelagert,

[1] Hier wurde auch von Herrn H. WEGELE sandiger Zechstein beobachtet.

welche teilweise in ein Konglomerat mit bis zu walnußgroßen rotbraun und graugrün gefärbten harten Ton- und Schieferbrocken übergeht.

In dem Permgebiet zwischen Sontra und Rotenburg a. d. Fulda liegt der Untere Zechstein auf dem Rotliegenden und hat an der Basis eine z. T. erheblich von der an der Werra beobachteten Entwicklung abweichende Ausbildung. Bei Kornberg[1] ist er mit seinem Liegenden in Thon's Steinbrüchen an der Bahnlinie von Sontra nach Bebra recht gut aufgeschlossen. Ein Zechsteinkonglomerat fehlt hier ebenso wie im Richelsdorfer Gebirge. Der leicht sandige Kupferschiefer mit *Lingula Credneri* Gein. überlagert einen lichtgrauen, mittelkörnigen, fossilleeren Sandstein (10—15 m mächtig), der ausgezeichnete diskordante Parallelstruktur besitzt mit Böschungswinkeln bis zu 30°. Dieser Sandstein, dem in seinen obersten Lagen Kupfersalze infiltriert sind, lagert rotgefärbten grobkonglomeratischen Sedimenten von wahrscheinlich rotliegendem Alter auf. Aus diesem Grunde wurde er von Moesta (Erläuterungen zu Bl. Sontra. p. 4 u. 5) „als eine obere Abteilung des Rotliegenden mit dem Namen Kornberger Sandstein belegt". Für das rotliegende Alter dieses Sandsteins liegen jedoch keine zwingenden Gründe vor. Über dem Kupferschiefer folgt hier wie bei Albungen ein grauer, mergeliger, schieferiger Sandstein, welcher nach oben übergeht in einen dunkelblauen, sandigen Kalk mit *Productus horridus* Sow. und *Camarophoria multiplicata* King. Der Kornberger Sandstein ist außerdem bei Rockensüß unweit Kornberg und bei Sontra ausgebildet.

Sehr bemerkenswert ist das lokale Fehlen des Zechsteinkonglomerates und des Kupferschiefers mit einem Teil des Zechsteinkalkes über dem Kornberger Sandstein bei Sontra, wie aus folgendem Profil, das in einem Steinbruch 1,5 km OSO von Sontra[2] aufgeschlossen ist, hervorgeht:

Liegendes: Kornberger Sandstein, analog entwickelt wie bei Kornberg als lichtgefärbter, diskordant geschichteter Sandstein, im oberen Dezimeter etwas fester durch ein eisenreiches Bindemittel verkittet.

Darüber liegt auf einer leichtgewellten Oberfläche braungefärbter, z. T. körniger („oolithischer") Dolomit mit marinen Fossilien. Unmittelbar darüber erhebt sich der Gips des Mittleren Zechsteins.

Beachtenswert ist, daß der Kupferschiefer 100 m von diesem Aufschluß entfernt schon wieder in seiner normalen Ausbildung entwickelt ist.

Bei Baumbach—Niederellenbach unweit Rotenburg a. d. Fulda liegt der Untere Zechstein analog wie an der Werra mit dem Zechsteinkonglomerat auf altem Gebirge (Grauwacke)[3].

[1] Bl. Sontra der geol. Spez.-Karte von Preußen.

[2] Vergl. Bl. Sontra der geol. Spez.-Karte von Preußen.

[3] Bl. Altmorschen u. F. Meinecke, Das Liegende des Kupferschiefers. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1910. Teil II. p. 287/88.

II. Paläogeographisches [1].

Wo lag das Land, dem der Untere Zechstein Niederhessens seinen Sand verdankt?

Gröbere Sedimente kennen wir im Verbreitungsgebiete des deutschen Zechsteins bisher nur am Saume der beiden großen alten Massen, d. h. im Osten des Rheinischen Schiefergebirges und im Norden der Böhmischen Masse. Die dort ausgebildete Küstenfazies bezw. terrestre Entwicklung des Zechsteins, wie H. L. F. Meyer [2] sie z. T. deutet, ist ein Beweis für die Festlandsnatur jener beiden alten Massive zur Zechsteinzeit, wie dies von Meyer im Anschluß an eine eingehende Untersuchung der Frankenberger Permbildungen [2] in jüngerer Zeit ausgeführt worden ist. Es läge nun nahe, die südöstlich, eher jedoch noch die westlich gelegene Landmasse als den Lieferanten des sandigen Sedimentes im Unteren Zechstein an der Werra und Fulda in Anspruch zu nehmen. Landgebiete, die zur Zeit des älteren Zechsteins dem Herzen Deutschlands noch näher lagen als im jüngsten Perm, wie dies klar hervorgeht aus dem örtlichen Fehlen des Unteren und Mittleren Zechsteins am Ostrande des Rheinischen Schiefergebirges (s. Bl. Kellerwald und H. L. F. Meyer, Kali 1911. p. 181) und am Nordsaume des Böhmischen Pfeilers (wo der Untere und Mittlere Zechstein südlich von Gera bis Triptis nicht ausgebildet ist und der Obere Zechstein transgredierend auf Paläozoicum liegt [3]. Bei Salfeld [4] fehlt das Zechsteinkonglomerat und der Kupferschiefer). Dieses wäre eine mögliche Deutung der Dinge, doch nicht die wahrscheinlichste, wie weiter unten ersichtlich werden wird.

Wenn man aus der reizvollen Gegend des Oberharzes um Braunlage und Andreasberg dem charakteristischsten Bergrücken des Oberharzes, dem Silurzuge des Acker-Bruchberges, als Wegweiser folgt — der in seiner Richtung das Streichen der Kernschichten recht anschaulich vor Augen führt und außerdem das geologisch höchste Gebiet des ganzen Harzes ist, das auch topographisch die Umgebung weithin beherrscht —, so stößt man im SW-Fortstreichen der paläozoischen Gebirgsschichten nach dem Verlassen des Harzes und dem Überqueren des Eichsfeldes zunächst an der unteren Werra zwischen Witzenhausen und Albungen wieder auf eine Partie präpermischen Gebirges. Analog dem Harz,

---

[1] Vergl. hierzu die geol. Karte des Deutschen Reiches von R. Lepsius.

[2] H. L. F. Meyer, Frankenberger Zechstein etc. Jahrb. d. k. preuß. Landesanst. 1910. Teil I. p. 383 ff. — Ders., Kali. 5. Jahrg. 1911. p. 179 ff. — Ders., Ber. d. oberhess. Gesellsch. f. Natur- und Heilkunde zu Gießen. 1910—11. 4. p. 142 ff.

[3] H. L. F. Meyer, a. a. O. 1910. p. 435.

[4] F. Meinecke, Das Liegende des Kupferschiefers. Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1910. Teil II. p. 284.

äußerlich herzynisch gerichtet, besitzt sie im Innern variskischen Bau[1]. Wir wandern von hier weiter nach Südwest über die isolierte Grauwackenkuppel an der unteren Fulda bei Baumbach, nordwestlich von Rotenburg, und erreichen, den Kellerwald streifend, zwischen Marburg und Bad Nauheim das rheinische Paläozoicum, dessen variskische Falten sich durch das Lahngebiet und den Taunus über den Rhein hinüber in den Hunsrück fortsetzen. Das gemeinsame Moment aller berührten Punkte ist das Fehlen der rotliegenden Sedimente auf den im großen und ganzen NO—SW streichenden präpermischen Schichten und die direkte Überlagerung des paläozoischen Grundgebirges von verschiedenen Gliedern des Zechsteins.

Wenige Dekakilometer SO der eben verfolgten Linie queren wir bei der Rückwanderung auf einer nahezu parallel zu ihr gerichteten Route zunächst das bedeutsame Verbreitungsgebiet des Rotliegenden in der Saar-Nahe-Gegend, dann rechtsrheinisch das Rotliegende des nördlichen Odenwaldes, des Spessarts und der Wetterau, weiterhin zwischen Werra und Fulda die mächtigen rotliegenden Sedimente des Richelsdorfer Gebirges (und des nordwestlichen Thüringer Waldes) und erreichen den Harz wieder über die rotliegenden Ablagerungen bei Ilfeld am Südharz. Es erhellt: im Nordwesten der NW—SO gerichteten Linie „Bingen — Bad Nauheim — Rotenburg a. d. Fulda — Albungen a. d. Werra — Lauterberg i. Harz“ fehlt das Rotliegende so gut wie ganz, im Südwesten dagegen ist es in einer Mächtigkeit zur Ablagerung gelangt, die nach Hunderten von Metern mißt (Erläuterungen zu Bl. Sontra). Es unterliegt daher keinem Zweifel, daß uns in den oben erörterten, sporadisch zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge aus der jüngeren Sedimenthülle auftauchenden alten Gebirgsinseln Reste einer großen Falte gegenüberstehen, die in carbonischer Zeit ganz Mitteldeutschland querte: „die mitteldeutsche Hauptfalte“[2].

Der im NW der oben bezeichneten Linie „Bingen—Lauterberg“[3] gelegene Teil dieser Gebirgsfalte repräsentierte das Hoch-(First-)Gebiet (Denudations- bezw. Deflationsbereich), der südöstliche dagegen war das zu ihm gehörende Tief-(Mulden-)Land (Ak-

[1] Vergl. Erläuterungen zu Bl. Witzenhausen. p. 6.

[2] Hierunter wird, wie wohl ersichtlich, keine einzelne Falte, sondern eine Faltenregion verstanden.

[3] Diese Linie ist auch insofern von Interesse, als auf ihr die Durchbruchsstellen der größten in postkulmischer Zeit aufgedrungenen Eruptivmassen liegen: Brockengranit, Basalt des Meißners, des Knülls und des Vogelsberges, und daß nördlich von ihr jüngere vulkanische Erscheinungen in Deutschland nur noch von untergeordneter Bedeutung sind.

kumulationsbezirk), dem im Rotliegenden die Abtragungsprodukte des NW liegenden Faltenhochgebietes zugeführt wurden[1].

Die heute zutage liegenden, oben gestreiften alten Kerne (geologische Gipfelpunkte) waren demgemäß schon einmal (das erste Mal) nach der variskischen Faltung Teile eines geologischen Hochgebietes und bewahrten sich allesamt diesen Charakter durch das Rotliegende bis zu Beginn des Zechsteins.

Welche Veränderungen greifen nun um die Wende des Rotliegenden zum Zechstein in diesen Verhältnissen Platz? Darauf soll die Diskussion der eingangs geschilderten Profile Antwort geben.

Eine auffallende Tatsache, die schon von MOESTA[2] und BEYSCHLAG[3] hervorgehoben wurde, ist das Fehlen des Zechsteinkonglomerates über dem Rotliegenden im Sontra—Richelsdorfer Permgebiet, während es in der Umrahmung des alten Gebirges an der Werra und Fulda mit vereinzelten Ausnahmen normal auf diesem entwickelt ist. Eine bisher ebenso ungeklärte Erscheinung ist das lokale Auftreten des 10—15 m mächtigen Kornberger Sandsteins im Liegenden des Kupferschiefers bei Kornberg, Rockensüß und Sontra, und zwar an Punkten, deren Verbindungslinie bemerkenswerterweise nahezu SW—NO, parallel der Achse der mitteldeutschen Hauptfalte, verläuft. Erst in seinem Liegenden zeigt sich ein Gestein, das dem im Richelsdorfer Gebiete von MOESTA als Rotliegendes angesprochenen Sediment ähnelt, dessen Altersgrenze jedoch in Parallele mit den analog entwickelten Ablagerungen im Rotliegendgebiet am Südharze[4] zwischen Obercarbon und Oberrotliegendem schwankt, solange keine exakte Gliederung auf Grund von Fossilien möglich ist.

Es erhebt sich nun die Frage: Kann der Kornberger Sandstein etwa eine Vertretung des Zechsteinkonglomerates repräsentieren? Ich glaube, dies ohne weiteres bejahen zu müssen; denn der in seinem Auftreten ganz lokal beschränkte lichtgefärbte Kornberger Sandstein, der vollkommen frei ist von tonigen Zwischenlagen, läßt sich in Anbetracht seiner Fossil- und Kalkfreiheit, vor allem aber wegen seiner ausgezeichneten Kreuzschichtung und gleichmäßigen Korngröße ungezwungen als eine im wesentlichen durch die Tätigkeit des Windes am Ufer des ältesten Zechsteinmeeres aufgehäufte Dünenbildung auffassen. Damit würde

---

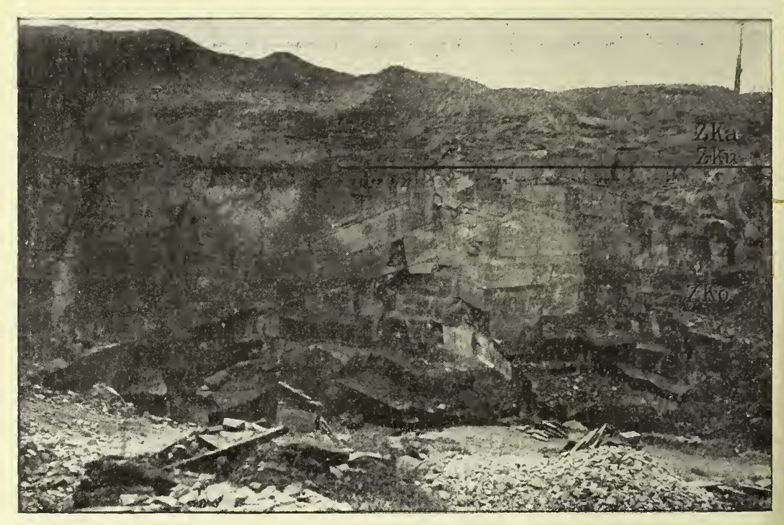
[1] F. MEINECKE, a. a. O. 1910. p. 253 ff., hat die Abhängigkeit der Senkensedimente des Rotliegenden vom Bau der variskischen Falten überzeugend auseinandergesetzt.

[2] Erläuterungen zu Bl. Sontra. p. 7.

[3] Erläuterungen zu Bl. Altmorschen. p. 7.

[4] BEYSCHLAG und v. FRITSCH, Das jüngere Steinkohlengebirge und das Rotliegende. Abh. d. k. preuß. geol. Landesanst. N. F. H. 10. 1900. p. 225 ff.

eine Altersgleichheit mit dem Zechsteinkonglomerat und dem ihm äquivalenten „Weißliegenden" (Meinecke) Thüringens resultieren, dem Meinecke[1] eine analoge Entstehung zuschreibt. Diese Annahme erfordert die Existenz eines benachbarten festen Landes im NW oder SO der im variskischen Sinne (SW—NO) verlaufenden Kornberger Zechsteindüne. Hat dieses etwa im Nordwesten gelegen? Zweifellos nicht; denn dort ist das Zechsteinkonglomerat unter dem Kupferschiefer auf dem alten Gebirge entwickelt. Im Südosten? Sehr wahrscheinlich; denn hier fehlt das Zechstein-



Thons Steinbruch bei Kornberg. ZKo Kornberger Sandstein; ZKu Kupferschiefer; ZKa sandiger Zechsteinkalk.

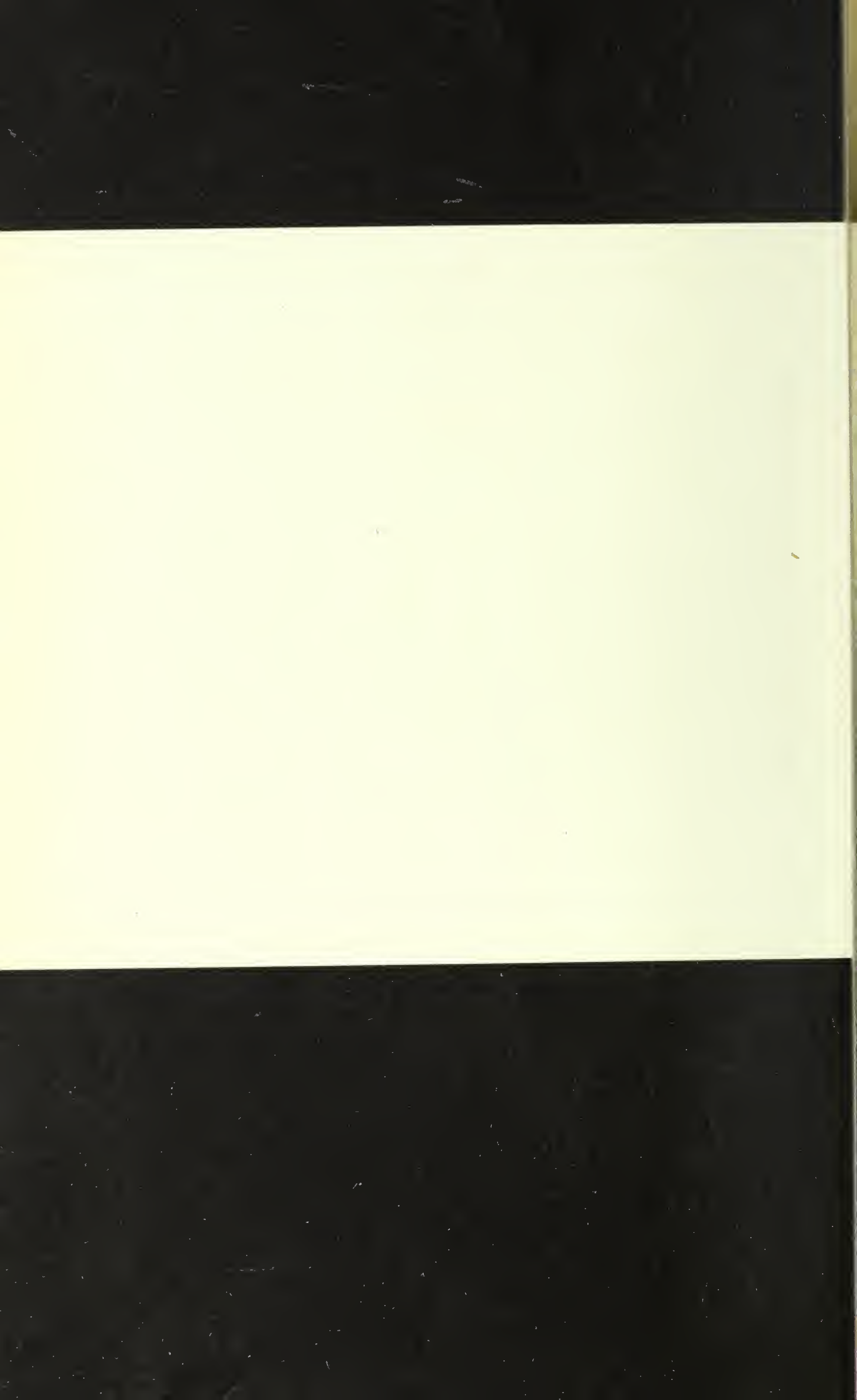
konglomerat und lokal (bei Sontra) noch der Kupferschiefer und der Zechsteinkalk e. p. Da diese Region jedoch im Rotliegenden das Depressionsgebiet der Hauptfalte war, ist die Annahme jungrotliegender Bewegungen erforderlich, welche den Bereich der nahezu ausgefüllten Senke unweit Richelsdorf, Kornberg und Sontra um ein Minimum über das abgetragene benachbarte Hochgebiet im Nordwesten erhoben. Für solche Bewegungen liegen Beweise aus der Nachbarschaft vor. Meinecke[2] beobachtete unweit Waltershausen (Fischbach) bei Gotha eine Diskordanz zwischen dem Zechsteinkonglomerat und dem Mittelrotliegenden. Aus übergreifender Lagerung des Oberrotliegenden auf Wettiner Schichten bei Wettin

[1] Meinecke, a. a. O. 1910. p. 264 u. 269 ff.
[2] Meinecke, a. a. O. 1910. p. 283.

Durch ein Versehen wurde die Abbildung auf S. 666 des Centralblattes ganz undeutlich gedruckt; wir bitten daher, eventl. an betr. Stelle den beifolgenden Neudruck einkleben zu wollen.



Zka
Zku
ZKo



folgerten Beyschlag und v. Fritsch[1] beträchtliche interrotliegende Bewegungen. Zu analogen Schlüssen gelangen Kayser und Beyrich auf Grund der Lagerungsverhältnisse des Rotliegenden am Südharz[2].

Hand in Hand mit diesen jüngsten paläozoischen Bewegungen wurden dem Zechsteinmeere die Tore nach Mitteldeutschland geöffnet.

Will man die oben versuchte Altersdeutung des Kornberger Sandsteins nicht gelten lassen, sondern ihm dennoch ein oberrotliegendes Alter zusprechen und ihn etwa parallelisieren mit ähnlichen Vorkommnissen im nordöstlichen und südwestlichen Teile der Hauptfalte, z. B. mit dem Walkenrieder Sand im unmittelbaren Liegenden des Zechsteinkonglomerates am Südharz[3] und einem Sandstein bei Bieber im Spessart[4], der konkordant vom Zechstein überlagert wird, so fehlen bei Kornberg ebenso wie im ganzen Richelsdorfer Gebiete Sedimente aus der Cancrinizeit (Zechsteinkonglomerat). Das ist eine bei Sontra lokal noch den Kupferschiefer und den unteren Teil des bei Albungen sehr mächtigen Zechsteinkalkes mit umfassende Lücke, die beweist, daß trotzdem das in Rede stehende Gebiet in der ältesten Zechsteinzeit von mariner Hülle frei gewesen ist.

Damit tritt dem älteren nordwestlich gelegenen Hochgebiet aus carbonischer Zeit eine neue Region als Landgebiet von rotliegendem Alter gegenüber, die jedoch, nachdem sie kurze Zeit ihre nordwestliche Nachbarschaft überragt hat, mit dieser zusammen unter dem Meere des Mittleren Zechsteins wieder verschwindet und von da an als ein an das alte Gebiet angegliedertes, geologisch jüngeres Element zu betrachten ist.

Die eingangs gestellte Frage nach der Herkunft des feinsandigen Materials im Unteren Zechstein Niederhessens läßt sich nunmehr dahin beantworten, daß insulares flaches Land, wie es z. B. bei Sontra bis in die Zeit des Mittleren bis jüngeren Zechsteinkalkes angenommen werden darf, wohl noch an mehreren, heute der Beobachtung unzugänglichen Punkten Niederhessens existierte und den feinsandigen Detritus aus nächster Nachbarschaft lieferte. So sprechen recht deutlich für nähergelegene Landmassen die Funde von *Proterosaurus Spenceri* Meyer[5], eines typischen Landbewohners, der, in einer größeren Anzahl von Exemplaren aus dem Kupferschiefer von Richelsdorf bekannt, wohl nur aus

[1] Beyschlag und v. Fritsch, a. a. O. 1900 und Meinecke, a. a. O. 1910. p. 258.

[2] Erläuterungen zu Bl. Lauterberg. p. 19; z. Bl. Zorge. 1893. p. 16.

[3] Meinecke, a. a. O. 1910. p. 262, 269, 286.

[4] H. Bücking, Der nordwestliche Spessart. Abh. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1892. N. F. H. 12. p. 129—130.

[5] Erläuterungen zu Bl. Sontra. p. 9.

nächster Nähe vom Festlande eingeschwemmt worden sein kann[1], zusammen mit zahlreichen Landpflanzen (die Konifere *Ullmannia*), welche das Flöz dort birgt[2].

Das Profil bei Albungen zeigt dann recht deutlich, wie das ingredierende Meer des ältesten Zechsteins die Unebenheiten des abgeschliffenen alten Hochgebietes erst allmählich überwand und mit Sediment bedeckte: das Zechsteinkonglomerat fehlt auf der kleinen Diabaskuppe und an einzelnen anderen Punkten an der Werra[3], erst das flache, faziell so eigenartige hessische Kupferschiefermeer verhüllt mit seinem schwarzen Schleier die letzten zutage- (oder doch bis dahin von Sediment unbedeckt am Meeresboden) liegenden Zeugen des alten Hochlandes. In den Fluten des Mittleren Zechsteinmeeres taucht dann auch das z. T. erst im jüngsten Rotliegenden entstandene Inselland unter, und es verschwindet damit der hessische Archipel der ältesten Zechsteinzeit unter jüngerem Sediment.

Das ganz analoge Bild eines schrittweisen Untertauchens hat die Natur in den Zechsteinsedimenten des nordöstlichen Teiles der Hauptfalte, am südlichen Harzrande, aufgezeichnet. O. Grupe[4] schreibt darüber: „Wie vielfach am Harzrande in der Scharzfelder Gegend, so überlagert auch in der Fuhrbacher Bohrung der Hauptdolomit des Mittleren Zechsteins unmittelbar das paläozoische Grundgebirge. Es scheinen danach auch in diesem Gebiet gleichwie am Thüringer Walde im Zechsteinmeere an verschiedenen Stellen Untiefen existiert zu haben, die in der ersten Zeit des Zechsteins frei von irgendwelcher Sedimentbedeckung blieben und erst von den späteren Ablagerungen des Mittleren und Oberen Zechsteins

[1] Vergl. O. Jaekel, Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1899. p. 274 u. 275, der auch daran denkt, „daß die Individuen von Janassa möglicherweise in das Meeresgebiet des Kupferschiefers erst nach ihrem Tode eingeschwemmt seien“.

[2] Es läge nun nahe, das von Beyschlag (Erläuterungen zu Bl. Altmorschen. p. 6) und Leppla (Jahrb. d. k. preuß. geol. Landesanst. 1890. p. 82) erwähnte Fehlen des Unteren und Mittleren Zechsteins auf der Ostseite der Grauwackenpartie bei Baumbach an der Fulda, auf das H. L. F. Meyer jüngst wieder Bezug genommen hat (a. a. O. 1910. p. 439) als Transgression zu deuten, wie dies von den beiden letzten Autoren geschehen ist. Ich habe mich jedoch beim Begehen des Gebietes nicht von dem „Übergreifen“ des Zechsteins auf Grauwacke überzeugen können, vielmehr zwingen die Verhältnisse zu der Annahme, daß die unteren Glieder des Zechsteins durch eine ca. N—S streichende Verwerfung, welche in einem Wegeinschnitt aufgeschlossen zu beobachten ist, abgeschnitten sind und somit der Obere Zechstein neben der Grauwacke liegt.

[3] Erläuterungen zu Bl. Allendorf. p. 17.

[4] O. Grupe, Die stratigraphischen und tektonischen Ergebnisse der neueren Kalibohrungen etc. 2. Jahresber. d. niedersächs. geol. Ver. 1909. p. X.

eingehüllt wurden." Ebenso weist Meinecke (a. a. O. 1910. p. 286) darauf hin, daß am Südharz (Bad Sachsa) altes Ufergebiet vorliegt.

In Niederhessen und am Harz, am Böhmischen Pfeiler ebenso wie an der Rheinischen Masse offenbart sich dasselbe paläogeographische Bild, nur mit dem Unterschiede, daß das alte Hochgebiet in Hessen dem vordringenden Zechsteinmeere ganz unterliegt, während die drei übrigen wohl nur randlich eine mehr oder minder große Einbuße erleiden.

Die Schicksale der vier gekennzeichneten Hochgebiete im Laufe der Trias sind uns noch reichlich in Dunkel gehüllt. Das gilt besonders für den Harz und die alten Kerne in Hessen. Möglicherweise ist das Hochgebiet des Harzes einem Teile der um sich greifenden Triasmeere zum Opfer gefallen. Andererseits ist jedoch gerade das fast ganz auf die Umgebung des Harzes beschränkte Vorkommen der Rogensteine im Unteren Buntsandstein für eine derzeitige Sonderstellung des Gebietes recht bezeichnend. Und bei dem Vorkommen von Glaukonit im körnigen Schaumkalk des Unteren Muschelkalkes der Umgebung von Göttingen, für dessen Genesis im allgemeinen eine Küste mit Eruptivgesteinen in Anspruch genommen wird, könnte man an kristalline Gesteine denken, die ebenfalls im Bereiche des Harzes mit dem Muschelkalkmeere (vielleicht nur submarin) in Berührung traten. Es liegt hier noch ein breites Feld für exakte Untersuchungen offen. Daß die beiden großen Massive (Böhmisches und Rheinisches) in der Trias nicht allzeit in der heutigen Ausdehnung bestanden haben, ist ebensowenig zu bezweifeln, wie ihre Existenz überhaupt. Über die Strandnähe des Muschelkalkes an der Böhmischen Masse (Sandreichtum am nördlichen Frankenjura und am Fichtelgebirge) hat sich J. F. Pompeckj[1] ausgesprochen. Direkte Anzeichen für ein westlich gelegenes (rheinisches) Muschelkalkfestland birgt der z. T. recht körnige („oolithische") Obere Muschelkalk des Eggevorlandes in seinem auffallenden Reichtum an terrigenem (tonigem) Gesteinsmaterial (Bahneinschnitt bei Nörde und Driburg i. Westf.), das in solch einer großen Quantität dem östlich gelegenen Göttinger Muschelkalkgebiet fremd ist und somit seinen Ursprung zweifellos im Westen haben muß. In der Lettenkohle stellen sich in ganz Mitteldeutschland Sandsteine und kohleführende Partien ein und damit Sedimentationsverhältnisse, zu deren Möglichkeit erhebliche Veränderungen in der Verteilung und Beschaffenheit von Land und Meer der Muschelkalkzeit stattgefunden haben müssen. Es ist daher nicht ausgeschlossen, daß

[1] J. F. Pompeckj, Die Juraablagerungen zwischen Regensburg und Regenstauf etc. Geognost. Jahresh. XIV. München 1901. p. 172. Dort ist auch weitere Literatur angegeben.

ein stärkeres Aufleben der alten aus dem Zechstein bekannten Hochgebiete bereits am Ende des Muschelkalks eintrat; sicher ist jedoch an der Wende Trias—Jura damit zu rechnen, wie das andernorts [1] bereits ausgeführt wurde.

Im Rhät und ältesten Lias machen sich die alten Hochgebiete Harz, Böhmisches Massiv und rheinische (Ardennen-)Insel zweifelsfrei als Festländer wieder geltend. Das rheinische und das böhmische Land schieben sich über den Kellerwald bezw. Thüringer-Wald nach Mitteldeutschland so weit vor, bis sie nur noch durch eine Meerenge, die hessische Straße, voneinander getrennt werden. Diese schließt sich in der Hochstufe des Unteren Lias (Oxynotenzeit), und damit ist der hessische Archipel der Zechsteinzeit mit den heute zutageliegenden Resten des carbonischen Faltenhochlandes an der Werra und Fulda als ein in die hessische (Lias-)Landbrücke eingeschweißtes älteres Element zu betrachten, dem von neuem (mindestens das zweitemal) der Charakter eines Hochgebietes verliehen wird. Gleichzeitig erscheint im Norden ein neues Landgebiet, die Sollinginsel, welche wohl zeitweilig an die südlich gelegene hessische Festlandsbrücke angeschmiedet wird. Dieses insulare bezw. halbinsulare Neuland, das im Lias zum ersten Male als Hochgebiet hervortritt, ist möglicherweise von den jüngeren Lias- bezw. Braunjurameeren noch einmal wieder überflutet und die hessische Landbrücke zeitweilig wieder gesprengt worden. Beweisen läßt sich dieses nicht. Im oberen Braunen Jura nimmt die hessische Brücke jedoch mit Sicherheit für lange Zeiten Beständigkeit an [2] und wird unter endgültigem Einschluß der Sollinginsel, des Harzes und der zwischenliegenden Gebiete mit der nördlich vorgeschobenen Rheinischen Masse zu STILLE's [3] „mitteldeutscher Landschwelle", im Norden umsäumt von dem „niedersächsischen Uferrand" (STILLE). Diese alte Strandlinie, die in ihrem Verlaufe schon etwas Starres, Vollendetes besitzt, ist anzusehen als der Schlußakt eines in jungpaläozoischer Zeit begonnenen Verlandungsprozesses, dessen oben geschilderte aufeinanderfolgende, durch mehr oder minder lange andauernde Perioden mariner oder äolischer Transgression voneinander getrennte Phasen ein Bild ständigen Landzuwachses vor Augen führen.

Für das Werden der allgemeinsten Züge in der geologischen Physiognomie Mitteldeutschlands gilt demgemäß folgendes: je

[1] Vergl. TH. BRANDES, Die faziellen Verhältnisse des Lias zwischen Harz und Egge etc. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1912. Beil.-Bd. XXXIII. p. 460 ff.

[2] J. F. POMPECKJ, Die zoogeographischen Beziehungen zwischen den Jurameeren Nordwest- und Süddeutschlands. Jahresber. d. Niedersächs. geol. Ver. f. 1908. p. 10—12.

[3] H. STILLE, Die mitteldeutsche Rahmenfaltung. 3. Jahresber. f. 1910. p. 141 ff.

älter die Formationsglieder sind, die in irgend einem größeren geotektonischen Bezirk an die Oberfläche treten (bezw. je größer die geologische Höhenlage dieses Gebietes ist), desto früher und häufiger hat sich diese Region als Hochgebiet im Laufe der erdgeschichtlichen Entwickelung Deutschlands seit dem variskischen Faltenwurf geäußert.

Göttingen, Geol.-pal. Institut, im August 1912.

Miscellanea.

Bitte des Archivs der Gesellschaft Deutscher Naturforscher und Ärzte um Einsendung von Briefen, biographischen Aufzeichnungen und Nekrologen von Naturforschern und Ärzten.

Nachdem das Archiv den Auftrag übernommen hatte, alles Aktenmaterial der früheren Verhandlungen deutscher Naturforscher und Ärzte zu sammeln und zu ordnen, lag es als selbstverständliche Nebenaufgabe mit im Plane, auch biographisches Material über die Träger aller dieser Ereignisse, die deutschen Naturforscher und Ärzte, zu sammeln. Andere Betätigungsart deutschen Geisteslebens, namentlich nach der künstlerischen Seite hin, hat schon längst ihre Stelle, wo gewissenhaft alles zusammengetragen wird, was sich auf das Leben und Schaffen der betreffenden Kreise und ihrer einzelnen Vertreter bezieht. Für die Naturforscher und Ärzte fehlte bisher eine solche Sammelstätte. Das Archiv unserer Gesellschaft soll sie in Zukunft bilden.

Wir richten daher an alle Naturforscher und Ärzte Deutschlands das Ersuchen, in ihrem Besitze befindliche Briefe von Verstorbenen und Verwandten und Freunden, desgleichen biographische Aufzeichnungen und Nekrologe, dem Archiv schenkweise oder leihweise in Verwahrung zu geben. Täglich werden ja alte Briefschaften vernichtet, die irgendwo als unnützer Ballast im Wege liegen; namentlich die Herren Ärzte als Familienberater, auch über ihren Beruf hinaus, können in dieser Hinsicht viel Gutes stiften und den Untergang unschätzbaren Aktenmaterials verhindern.

Ebenso wichtig ist die Sammlung der in der Tagesliteratur erschienenen Lebensberichte bei festlichen Gelegenheiten und beim Todesfall (Nekrologe).

Die Archivleitung richtet an alle Naturforscher und Ärzte die Bitte, in ihrer Bibliothek nachzusehen, was von solchen Gelegenheitsschriften noch vorhanden und entbehrlich ist. Das gleiche Ersuchen ergeht an die Redaktionen unserer natur-

wissenschaftlichen und medizinischen Zeitschriften für die Vergangenheit und für die Zukunft. Was etwa an alten Sonderabzügen von Nekrologen noch vorhanden ist, bitten wir ergebenst uns herüberreichen zu wollen. Besonders zu Dank verpflichten würden uns die verehrlichen Redaktionen, wenn sie für die Zukunft von allen Jubel- und Gedächtnisschriften über deutsche Naturforscher und Ärzte einen Sonderabzug für das Archiv zurücklegen und gelegentlich an dasselbe senden möchten: Leipzig, Talstraße 33 II.

Im Namen der Archivleitung
der Gesellschaft Deutscher Naturforscher
und Ärzte:
Prof. Sudhoff.

Besprechungen.

A. Eppler: Die Schmucksteine und die Schmucksteinindustrie. Aus Natur und Geisteswelt. Leipzig bei B. G. Teubner 1912. 83 p. Mit 64 Figuren im Text.

Verf. will die Aufmerksamkeit weiterer Kreise auf die schönen echten Steine lenken, das Interesse an ihnen wecken und fördern und dem gedankenlosen Kaufen wertloser Imitationen entgegenarbeiten. Nach einer kurzen historischen Übersicht bespricht er die Benennung der Schmucksteine, sowie deren Eigenschaften und Fundorte und die Art ihrer Gewinnung, und beschreibt sodann die wichtigsten Arten der Schmucksteine in der Reihenfolge des gebräuchlichen mineralogischen Systems. Auch Korallen und Perlen werden anhangsweise behandelt. Den Schluß bilden in verhältnismäßiger Ausführlichkeit Mitteilungen über die deutsche Schmucksteinindustrie, wie sie besonders in Idar-Oberstein blüht und deren Entstehung und Entwicklung im Laufe der Jahrhunderte, sowie der Technik der Schmucksteinindustrie, die Achatschleiferei, das Brennen und Beizen der Achate und Chalcedone, das Gemmenschneiden, die Lapidärschleiferei, die Diamantschleiferei, das Bohren der Steine und die Verwendung der Schmucksteine. Die Zahl der Textfiguren ist verhältnismäßig groß, die Bilder sind aber zum großen Teil wenig scharf und deutlich. Max Bauer.

Personalia.

Privatdozent Prof. Dr. O. H. Erdmannsdörffer in Berlin ist an die Technische Hochschule in Hannover als Nachfolger von Prof. Dr. H. Stille berufen worden.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. November 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg. E. Koken, in Tübingen. Th. Liebisch in Berlin.

1912. No. 22.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Die Eruptivgesteine der Insel Samos.

Von **Josef Butz** aus Coblenz.

Mit 1 Kartenskizze.

(Schluß.)

II. Jüngere Gesteine.

Das Vorkommen von jüngeren Eruptivgesteinen auf der Insel ist auf die Karvunikette beschränkt. Hier findet sich Liparit, Trachyt, Plagioklasbasalt und Leucitbasanit, und zwar liegen die saueren Gesteine vorwiegend im nördlichen Teile des Ambelos; die Liparite treten als gangartige Vorkommen zwischen Tussa und Gninei auf; die Trachyte bilden ganz in der Nähe der Nordküste zwischen Agios Konstantinos und dem Tertiärbecken von Karlovathy niedrige Kuppen. Dagegen finden wir die Basalte an dem Ostrande der Karvunikette nach dem Tertiärbecken von Mytilini zu, zumteil liegen sie aber im Tertiär selbst, das sind die Basalte von Kokkari und Mawradsei. Sodann bildet der Leucitbasanit bei Kumeika mit einem kleinen Basaltlager ein zusammenhängendes Vorkommen in Form einer kleinen Kuppe innerhalb des Tertiärs.

1. Liparit.

Die Liparite sind ausgezeichnet durch ihre reine, zumteil glänzend weiße Farbe, sowie ihre kristallinisch feinkörnige bis dichte Beschaffenheit. Einige derselben sind völlig einsprenglingsfrei, oder wenigstens treten größere Kristallindividuen aus der Grundmasse makroskopisch nicht hervor. Andere Handstücke dagegen enthalten zahlreiche Quarzkristalle eingesprengt, an denen gewöhnlich Rhomboeder und Gegenrhomboeder gute Ausbildung zeigen, während sonstige Flächen nicht vorhanden sind. Die Farbe dieser Quarze ist grau. Als Übergemengteil beobachtet man kleine schwarze Magneteisenwürfel, die in einigen Handstücken sehr häufig, in anderen seltener sind. Außerdem weisen diese Gesteine zahlreiche Rostflecke auf, die durch Verwitterung des Magnetits entstehen.

Das mikroskopische Bild zeigt uns bei dem einsprenglingsfreien Typ eine gleichmäßig getrübte graue Masse, in welcher stellenweise kleine klare Partien von unregelmäßiger Form enthalten sind. Zwischen gekreuzten Nicols erkennt man Mosaik-

struktur, indem kristallinische Quarz- und Feldspatkörner verzahnt nebeneinander liegen, wobei jedoch die ersteren viel seltener als die letzteren vorkommen.

Die Feldspatkörner sind mit grauen Punkteinschlüssen vollständig erfüllt, daneben finden sich auch noch zahlreiche Mikrolithen einer schwach grünlichen chloritischen Substanz, sowie feine braune Nadeln. Stellenweise treten in der Grundmasse äußerst feinfaserig, felsitisch struierte Partien hervor. Demnach können wir diese Gesteine auch als Felsoliparite bezeichnen. Der Kieselsäuregehalt des einsprenglingsarmen Typs beträgt 76,85 %, der des einsprenglingsreichen 74,29 %.

Die Quarzeinsprenglinge haben bedeutende Dimension, aber im wesentlichen die gleiche Größe und zeigen im allgemeinen gute Ausbildung mit scharfer kristallographischer Begrenzung, oft aber auch sind dieselben an den Ecken gerundet und manchmal vom Rande her angefressen, wobei sich sack- oder schlauchartige Einbuchtungen gebildet haben, die mit Grundmasse erfüllt sind. Sämtliche Quarze sind klar durchsichtig und nur selten enthalten sie wenige Punkteinschlüsse.

Die eingesprengten Feldspäte sind zuweilen kleiner als die Quarzeinsprenglinge, in den meisten Fällen aber übertreffen sie letztere an Größe. Vielfach liegen mehrere Kristalle beieinander und sind dann nicht selten unregelmäßig verwachsen. Die große Mehrzahl derselben ist von sanidinähnlicher Beschaffenheit und enthält graue, zumteil dichtgedrängte Punkteinschlüsse. Die Ecken sind ebenso wie beim Quarz vielfach abgerundet. Einige zeigen Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz, auch die Auslöschung, parallel zu den Kanten, deutet auf Orthoklas. Seltener findet man die Ausbildung des Mikroklin.

Ferner finden sich Reste von Biotit darin, welche aber stets zersetzt und in ein muscovitisches Produkt umgewandelt sind.

Von Übergemengteilen ist schwarzer Magnetit ziemlich häufig; er besitzt sehr scharf ausgeprägte Kristallform und ist stets von einer rotbraun gefärbten Zone, die wahrscheinlich aus Eisenhydroxyd besteht, umgeben.

2. Trachyt.

Bei keinem der auf der Insel vorkommenden Trachyte beobachteten wir eine poröse Ausbildung, wie man sie für gewöhnlich bei den Trachyten antrifft, vielmehr sind die hier vorliegenden Gesteine durch eine außerordentlich dichte Beschaffenheit der Grundmasse charakterisiert. Die Färbung dieser Grundmasse bei den einzelnen Trachytvorkommen ist jedoch sehr verschieden, und zwar bei den Trachyten von Moustaki rot, von Paläomylos grün und von Nenedes grau bis grauschwarz. Das makroskopische Aussehen dieser Gesteine ist folgendes.

Der erste Typ enthält in dichter rötlicher Grundmasse meist gelblich bis apfelgrün gefärbte matte Feldspäte, nur wenige sehen etwas frischer aus und zeigen dann auf Spaltflächen eine trübe Spiegelung. Eine eingetretene Verwitterung gibt sich ferner kund durch schmale Verwitterungsklüfte, die die Handstücke durchziehen und mit Eisenhydroxyd ausgefüllt sind. Die Ausbildung der Feldspäte ist isometrisch oder nach der Basis etwas gestreckt; ihre Größe schwankt zwischen 2 und 6 mm.

Die im Gestein angetroffenen Biotitblättchen zeigen auch Spuren von Verwitterung, indem der Glanz auf den Spaltflächen nur sehr schwach ist oder gänzlich fehlt. Oft trifft man auch trübe braune Flecken, die zuweilen sechsseitige Begrenzung aufweisen und wahrscheinlich als ein Verwitterungsprodukt des Biotits anzusehen sind. Pyrit findet sich hier nur selten.

Die in dem zweiten Trachyttyp mit der grünen Grundmasse vorkommenden Feldspäte sind zwar ebenfalls rauh und undurchsichtig, haben aber etwas frischeres Aussehen, hellere Farbe und bessere, wenn auch schwache, Spiegelung auf den Spaltflächen. Besonders bemerkenswert ist die Tatsache, daß dieses Gestein eine ganze Anzahl dunkler Einschlüsse von mitgerissenem Quarzitschiefer enthält; dieselben sind teils linsenförmig, auch rundlich gestaltet oder treten als kleinere Flecken auf. Bei den größeren, die mehrere Zentimeter lang sind, ist manchmal die Schieferstruktur deutlich zu erkennen. Zahlreiche winzige Pyritpünktchen sind über das ganze Gestein verbreitet.

Der dritte Typ unterscheidet sich makroskopisch, abgesehen von seiner dunklen Farbe der Grundmasse, durch die Anwesenheit klarer, durchsichtiger Sanidineinsprenglinge mit glänzenden Spaltflächen von den beiden anderen Typen. Zu den vorher genannten Gemengteilen tritt außerdem in diesem Trachyt noch Augit hinzu.

Der makroskopisch hervortretende Unterschied in dem Grade der Verwitterung bei den Feldspäten läßt sich auch mikroskopisch sehr gut verfolgen. Sämtliche Feldspäte des rötlichen Trachytes sind mit einem feinen, im ganzen Kristall etwa gleichmäßig verbreiteten Staube angefüllt, wodurch die Kristalle stark getrübt erscheinen und die Aufhellung sehr undeutlich wird. Die ursprünglich im Magma enthaltenen Feldspäte wurden zum großen Teil wieder resorbiert und korrodiert, und es setzten sich dann später um die noch vorhandenen Reste neue Kristalle an, was man deutlich an dem zonaren Aufbau mancher Feldspäte erkennen kann, indem nämlich ein an den Ecken gerundeter und sanft ausgefranster Kern, der gewöhnlich noch stärker getrübt ist, von einem etwas anders orientierten Rande umschlossen wird. Die Messung der Auslöschungsschiefen auf Spaltblättchen zeigt Orthoklas und Oligoklas an.

Auch die Feldspäte des grünen Trachytes sind verhältnis-

mäßig stark mit grauen Punkteinschlüssen erfüllt, stets randlich resorbiert und liegen meist in mehreren Stücken ineinander verzahnt zu einem Knäuel zusammen. Im Inneren derselben findet man häufig grüne chloritische Lappen als Einschlüsse, auch braunes Eisenhydroxyd und Magneteisenkristalle. Zwillingsbildungen sind vorhanden nach dem Karlsbader und Bavenoer Gesetz. Auf Spaltflächen nach der Basis habe ich die Auslöschungswinkel von 2° und 0°, auf solchen nach dem seitlichen Pinakoid von 9,2° und 5° gemessen; demnach liegt Anorthoklas und Orthoklas vor. Mikrochemische Reaktionen mit Fluorwasserstoffsäure ergaben Kalium- und Natrium-, sehr selten Calciumreaktionen.

Demgegenüber erweisen sich die Feldspäte des grauen bezw. schwarzen Trachytes als klar durchsichtiger, wenig getrübter Sanidin, bei dem graue Punkteinschlüsse in der Regel am Rande angeordnet sind und von hier aus manchmal in schmalen Reihen in das Innere des Kristalls hineinreichen, nie aber denselben ganz erfüllen. Auch Zonarstruktur ist vorhanden, doch ist hierbei nicht wie bei den vorigen Trachyten der innere Kern ausgefranst, sondern hebt sich in der Regel scharf von dem Randkristall ab. Andere zeigen Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz, und zwar wurde in der Zone senkrecht zu 010 die Auslöschung von 21,4° gemessen, wonach wir es mit einem Feldspat zwischen Andesin und Labrador zu tun haben.

Von den übrigen Einsprenglingen hat brauner Biotit in den sämtlichen Trachyten Verbreitung. Derselbe ist oft verbogen und verstaucht und erscheint vielfach am Rande gebleicht, manchmal ist er auch zerfetzt oder in Chlorit umgewandelt mit deutlichem Pleochroismus von weingelb in dunkel olivengrün, letzteres besonders in den grünen und dunklen Trachyten. Vereinzelt findet sich ein farbloses muscovitisches Zersetzungsprodukt in Leistenform mit lebhaften Interferenzfarben. Wahrscheinlich ist dasselbe aus Biotit entstanden. Das Innere der Leisten ist von schmalen Fasern und Streifchen oder Lappen von braunem Eisenhydroxyd und wenig Magnetit durchzogen.

Augit als Einsprengling kommt nur in den dunklen Trachyten, welche zwischen Paläomylos und Xenedes liegen, vor. Die intensiv grün gefärbten Kristalle sind gut und scharf ausgebildet, die Ecken wenig abgerundet, auch enthalten sie ziemlich große Einschlüsse von Magneteisenkörnern und weniger häufig solche von Glas. Nicht selten sind zwei Kristalle nach der Querfläche hin miteinander verwachsen.

Apatit kommt in Form von Nadeln in sämtlichen Trachyten vor, in dem rötlichen aber auch als großer farbloser Kristall von der Größe der Einsprenglinge.

Das mikroskopische Bild der Grundmasse hat bei sämtlichen Trachyten als gemeinsame Eigenschaft eine sehr dichte felsitische

Beschaffenheit. Man beobachtet meist ein Gewirr winziger Feldspatleistchen, die aber zu einem dichten Faseraggregat auseinandergezogen sind; in den dunklen Typen nimmt dieselbe auch eine kristallinisch-körnige Art der Ausbildung an. An vielen Stellen enthält die Grundmasse Quarzkörner, von denen jedoch mit ziemlicher Sicherheit sekundäre Bildung nachgewiesen werden kann, sie sind nämlich spätere Infiltrationen oder mitgerissene Partien, die aus den Quarzitschiefern stammen. Demnach können diese Gesteine nicht zu den Lipariten bezw. Pantelleriten gestellt werden, zumal der Kieselsäuregehalt des grünen Gesteines 62,43 % und der des roten 62,21 % beträgt.

Sodann ist die Grundmasse stark durchsetzt mit eisenhaltigen Mineralien oder deren Zersetzungsprodukten; so enthält z. B. der rötliche Trachyt in der Grundmasse zahlreiche graue Flecken, die im auffallenden Licht durch ihre rötlichbraune Färbung sich als Eisenhydroxyd erweisen, daneben fein verteilten schwarzen Magneteisenstaub, ferner Eisenkies und wenig chloritische Substanz.

In den grünen Trachyten tritt das Eisenhydroxyd etwas zurück, statt dessen ist die Grundmasse erfüllt mit grünen Lappen und Punkten chloritischer Substanz. Letztere macht auch den wesentlichen Bestandteil in der Grundmasse des dunklen Typs aus, worin noch stärkere Anhäufung der Magnetitkörnchen die dunkle Färbung hervorrufen. Letzteres trägt auch dazu bei, daß die Grundmasse, welche überhaupt in diesem Typ bedeutend feiner und dichter ist, zwischen gekreuzten Nicols fast dunkel erscheint.

Bei einzelnen der dunklen Trachyte ist die Chloritisierung außerordentlich stark vorgeschritten. Hier haben sich auch im Inneren des Sanidins in der Richtung der Spaltbarkeit grüne chloritische Lappen abgesetzt. Desgleichen hat sich auch Kalkspat und an anderen Stellen Epidot aus dem Sanidin gebildet. Es hat demnach bei diesem Trachyt jedenfalls noch eine spätere Zufuhr von Kalk stattgefunden. Den letztgenannten, bei Paläomylos vorkommenden Trachyt, können wir wegen seiner starken Chloritisierung auch als Grünsteintrachyt bezeichnen.

3. Plagioklasbasalt.

Es ist bereits darauf hingewiesen worden, daß die Basalte an dem Ostrande der Karvunikette ausgebreitet sind. Außerdem findet sich bei Kumeika noch ein Basaltvorkommen von ganz geringer Dimension. Dasselbe bildet zusammen mit dem Leucitbasanit eine einzige kleine Kuppe innerhalb des Tertiärs. Der hier zutage tretende Basalt weist den erstgenannten Basalten gegenüber mancherlei Verschiedenheiten auf, weshalb ich seine Beschreibung auch von der der Plagioklasbasalte abtrennen und im Anschluß an den mit ihm vereinigten Leucitbasanit geben will.

Am schönsten und typischsten ist der Basalt von Pagonda

ausgebildet. Er bildet hier eine Schlotausfüllung ohne Kuppenbildung. Die von diesem Punkte stammenden frischen Stücke enthalten in einer dichten schwarzen Grundmasse bis zu 1 cm große Augitkristalle. Durch Verwitterung wird das Gestein rötlichbraun bis orangefarben und bröckelig. Die Basalte von Kokkari und Mawradsei treten in Form von Gängen auf und sind grau oder braun und etwas porös.

Die in den Basalten von Pagonda, Mawradsei und Kokkari enthaltenen Augite haben nicht alle die gleiche Dimension, sondern sind in zwei verschiedenen Größen entwickelt, von denen die einen etwa halb so groß sind wie die anderen; unter sich sind die einzelnen Individuen jedoch ziemlich gleichgroß ausgebildet. Diese Tatsache führt uns zu der Vermutung, daß die Augite in zwei verschiedenen Generationen gebildet wurden. Die größeren Augite waren jedenfalls schon vor der Effusionsperiode im Magma enthalten und zeigen Resorptionserscheinungen, indem ihre Ecken abgerundet, die Kristalle vielfach randlich angefressen sind und Grundmasse ins Innere eingedrungen ist.

Die kleineren dagegen sind gut ausgebildet mit scharf ausgeprägter kristallographischer Begrenzung, doch sind sie vor den Plagioklasleisten der Grundmasse ausgeschieden worden, was daraus hervorgeht, daß die Feldspatleistchen zonar um die Augite herum angeordnet sind.

Die meisten Augite sind farblos und klar; wo Einschlüsse vorhanden, sind sie gewöhnlich parallel der äußeren Begrenzung angeordnet, seltener sieht man die Einschlüsse strichweise hintereinander quer über den ganzen Kristall hingehen. Die kleineren Kristalle sind im Innern stärker mit Einschlüssen erfüllt. Wenn die Augite gefärbt auftreten, so sind sie gewöhnlich schwach grau, rötlich oder bräunlich, seltener grasgrün gefärbt. Bei den angefressenen finden sich im Innern Magneteisenkörner abgeschieden, manchmal auch kohlensaurer Kalk. Bei weiterer Zersetzung häufen sich die kleinen Magnetitkörnchen, und es treten unregelmäßig verlaufende Sprünge im Kristall auf. Zwillingsbildung, zuweilen auch mehrfach wiederholte, kommt vor, ist aber nicht die Regel.

In dem Basalte von Pagonda trifft man frischen Olivin nur selten an; gewöhnlich findet man seine Zersetzungsprodukte. Manchmal sind es rundliche oder unregelmäßige Lappen von dem Umfang der großen Augiteinsprenglinge, andere zeigen noch die für den Olivin charakteristische kristallographische Begrenzung, auch kommen kleinere bis punktförmige Partien vor. Die Natur dieser Substanz läßt sich nicht genau definieren. Die größeren Individuen erkennt man als aus einem Aggregat von schlauchartig ineinandergreifenden Teilen bestehend, gebildet von kohlensaurem Kalk und einem grünen isotropen Material, dazwischen ist in unregelmäßigen Streifen eine graue Masse verbreitet.

Auffallend ist die Tatsache, daß in dem verwitterten bröckeligen Basalt von Pagonda noch große, völlig klar und frisch erscheinende Olivinreste enthalten sind, während die Augite vollständig zersetzt und aufgelöst sind unter Bildung von rotbraunem Eisenhydroxyd, das über das ganze Gestein sehr stark verbreitet ist. In den Basalten von Kokkari und Mawradsei ist überhaupt kein Olivin nachzuweisen.

In der Grundmasse finden wir vorherrschend schmale Plagioklasleistchen verschiedener Dimension, von der Form winziger Stäbchen bis zu der Länge der kleinen Augiteinsprenglinge anwachsend. Ihre Anordnung ist bei den Basalten von Pagonda beliebig. Die im Tertiär liegenden Basalte dagegen zeigen eine parallele Anordnung der Plagioklasleistchen und eine schön ausgeprägte Fluidalstruktur; gewöhnlich haben sich die Leistchen auch kranzartig um die Einsprenglinge herumgelagert.

Sie sind klar durchsichtig und mit wenig Punkt- oder klaren Stäbcheneinschlüssen versehen; Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist nicht häufig wiederholt, in der Regel besteht eine Leiste aus zwei verzwillingten Individuen. Nach den Messungen der Auslöschungsschiefe, die in der symmetrischen Zone etwa 32° ergibt, gehören die Leistchen einem Feldspat zwischen Labrador und Bytownit an. Gelegentlich kommt auch ein größerer Feldspatkristall vor.

Die von den Leisten gelassenen Zwischenräume sind ausgefüllt mit farblosen Stäbchenmikrolithen, schwarzen Magneteisenkörnchen und stellenweise Eisenkies, auch liegen grünliche und graue fleckige Partien in der Grundmasse eingestreut, welche jedenfalls Reste oder Zersetzungsprodukte von Augit und Olivin darstellen. Die fluidal struierten Basalte aus dem Tertiärbecken von Mytilini enthalten auch dazwischen wenig Glasmasse. Außerdem zeigen hier die Feldspatleistchen im Innern sehr starke Chloritisierung, die sich vielfach über den ganzen Kristall verbreitet hat. Der Pleochroismus des gebildeten Chlorites ist schwach. Zwischen gekreuzten Nicols bemerkt man keine Aufhellung.

4. Basalt und Leucitbasanit von Kumeika.

Der mit Leucitbasanit zusammen vorkommende Basalt von Kumeika enthält in dichter, schwarzer Grundmasse, die sich beim Verwittern braun färbt, außer kleinen Augiteinsprenglingen noch große, klare Feldspatkristalle, die in der Verwitterungszone rotbraun gefärbt sind und dann einen fettigen Glanz besitzen.

U. d. M. sind die Feldspäte vollkommen klar und durchsichtig und fast frei von Einschlüssen. Dagegen ist die Grundmasse in diesem Gestein bedeutend dichter als bei den übrigen Basalten und bildet ein filzig aussehendes, undurchsichtiges Gewirr kleiner Kristallindividuen. Dazwischen breiten sich über den ganzen

Schliff kleine fleckige Partien von grüner und grauer Farbe aus, welche sich anscheinend aus Augit und Olivin gebildet haben.

Die Leucitbasanite von Kumeika sind dichte, feinkörnige Gesteine von schwarzer Farbe. Einige haben ein schmutziggraues, fleckiges Aussehen; dies rührt daher, daß winzige Feldspatkristalle makroskopisch in großer Anzahl hervortreten, wodurch ein körniges, gesprenkeltes Aussehen bedingt wird. Sodann lassen sich auch mit bloßem Auge winzige Olivinkristalle erkennen, die meist zu einer bröckelig erscheinenden, rostfarbigen Masse verwittert sind und an den Rändern bronzefarbig schimmern.

Als Einsprenglinge größerer Dimension treten unter dem Mikroskop Olivin und Augit auf. Letzterer ist meist blaß graugrün, mitunter aber auch grasgrün gefärbt und zeigt fast stets Zonarstruktur. Viele derselben sind verzwillingt, und zwar derart, daß sich eine schmale Lamelle zwischen zwei größere Partien einschiebt. Die Umrandung der Kristalle ist nicht an allen Stellen scharf ausgeprägt, sondern vielfach zerfetzt und erscheint getrübt; am Rande tritt häufig ein dunkler Streifen als Saum auf. Nicht selten sind die Kristalle von außen her angefressen, wobei sich Kanäle und Hohlräume im Inneren gebildet haben, die mit Grundmasse gefüllt sind.

Die kleineren Augitkristalle sind meist scharf begrenzt, während die größeren durch Lostrennung randlicher Partien zerfetzt und mit Sprüngen durchsetzt erscheinen.

Große Olivineinsprenglinge sind ziemlich häufig verbreitet, und zwar sind sie teilweise klar, farblos oder schwach grünlich von frischem Aussehen, während andere eine starke Umwandlung erlitten haben. Die frisch aussehenden besitzen zumteil eine gute Spaltbarkeit.

Die Umwandlung beginnt stets vom Rande her derart, daß dieser durch schmutzig graugrüne chloritische Substanz getrübt wird. Die gleiche Umwandlung vollzieht sich auf unregelmäßig verlaufenden Sprüngen und Rissen. Stellenweise sind von den Rändern her schlauchartige Einbuchtungen und sackartige Vertiefungen in das Innere der Kristalle eingedrungen.

Es hinterbleibt öfters Chlorit, aber auch ein graues Produkt, das anscheinend isotropen Charakter hat. Die Chlorite behalten die Form des Olivins bei, der Rand wird in der Regel noch besonders deutlich angezeigt von einem braunen schmalen Eisenhydroxydstreifen. Manchmal bewirken diese braunen Streifchen dadurch, daß sie auch im Inneren des Kristalls auftreten, einen schalenförmigen Aufbau. Vielfach liegen Olivin- und Augitstücke von gleicher Größe zu einem Knäuel vereinigt.

In der Grundmasse sind enthalten Leucit, kurze Plagioklasleistchen, Augit- und Olivinfetzen, grüne chloritische Körner, sehr viel Apatit, Magneteisen und braune Eisenhydroxydkörner.

Eine Begrenzung der kleinen Leucitkristalle ist nirgends deutlich zu erkennen. Dieselben enthalten sehr zahlreiche Stäb-

cheneinschlüsse meist glasiger Substanz, deren Längsrichtung parallel dem Rande angeordnet ist, so daß also die kranzartigen Gebilde entstehen, wie sie beim Leucit häufig anzutreffen sind.

Die Plagioklasleistchen sind in den meisten Fällen zonar sowohl um die Olivin- und Augiteinsprenglinge wie auch um die kleinen Leucitkristalle herum angeordnet. Diese Tatsache zeigt uns an, daß der Leucit nicht als zur Grundmasse gehörig betrachtet werden kann, sondern vielmehr gleichzeitig mit den Augit- und Olivineinsprenglingen, jedenfalls früher als die Plagioklasleistchen, ausgeschieden wurde. Die undeutliche Abgrenzung läßt ferner vermuten, daß ursprünglich größere Leucite vorhanden waren, die aber resorbiert wurden.

Die chloritische Substanz findet sich in feiner Verteilung über den ganzen Schliff verbreitet oder auch zu lappigen Aggregaten angehäuft.

III. Tuffe.

In den beiden Tertiärbecken treten an verschiedenen Stellen erdige und kalkige Tuffe auf. Dieselben sind den muldenförmig gelagerten Pliocänschichten eingelagert. In der Gegend von Kondakeika, Phurni und Ambara haben wir Trachyttuffe. Dieselben sind von weißer, gelblicher oder rötlichbrauner Farbe. Der letztere ist verhältnismäßig fest und von dichter Beschaffenheit.

Die hellen Tuffe bestehen im wesentlichen aus einer sehr kalkreichen Masse, die unter dem Mikroskop als filziges Gewirr erscheint. Darin liegen sehr zahlreiche Individuen von Muscovit, welcher stark verbogen, in Fasern aufgelöst und gequetscht ist. Daneben findet sich Glas sowie Anhäufungen von Quarzindividuen, welche zackig und ineinander verzahnt sind. Viele dieser Quarzkörner zeigen undulöse Auslöschung. Sodann kommen rundliche Magneteisenkörner vor, seltener Eisenkies.

Die Tuffe, welche bei Kokkari und zwischen Vigla und Hereon liegen, sind weiß und bimssteinartig. Unter dem Mikroskop erweisen sie sich als Basalttuffe. Auch diese zeigen eine faserige, teilweise durch chloritische Substanz grünlich gefärbte, sehr kalkreiche Grundmasse. Darin finden sich große klare Feldspäte (Plagioklas) frei von Einschlüssen, ferner größere Augitkristalle und Biotitstreifen. Stellenweise sehr verbreitet sind große Glasschlieren, zwischen denen vielfach eine schwarze kohlige Substanz hindurchzieht. Es finden sich aber auch noch zahlreiche, unregelmäßig begrenzte Partien von Plagioklasbasalt eingesprengt von wechselnder Größe. Diese zeigen feine Plagioklasleistchen und Augitnadeln. Letztere sind von graugrüner Farbe und schwach pleochroitisch. Mitunter enthalten die eingesprengten Basaltpartien auch noch recht große Bruchstücke von Plagioklaskristallen, die vollkommen klar erscheinen. In den Tuffen, welche vorwiegend

Glasmasse enthalten, kommen auch zahlreiche kleine Körnchen von Hauyn vor, die oft erst bei stärkerer Vergrößerung wahrnehmbar sind. Quarzbruchstücke sind ebenfalls vorhanden, doch sind dieselben seltener als in den Trachyttuffen.

Die von Vathy stammenden Tuffe sind grau gefärbt und erdig aussehend und ebenfalls sehr kalkreich. Darin sind eingeschlossen rundliche Partien von Glas in verschiedener Größe, sowie Feldspat und wenig Biotit.

C. Zusammenfassung.

1. Die auf der Insel Samos vorkommenden Eruptivgesteine sind teils ältere, teils jüngere Gesteine. Erstere bestehen aus verschiedenen Gabbrotypen, Wehrliten und Diabasen.

2. Die im Ambelos voneinander getrennt zutage tretenden Gabbrolager sind gleichzeitig aus einem Magma entstanden und besitzen jedenfalls einen unterirdischen Zusammenhang.

3. Während oder kurz nach der Verfestigung dieser Gesteine fanden pneumatolytische Vorgänge statt.

4. Die in den einzelnen Gabbrolagern hervortretenden Unterschiede, die hauptsächlich durch die farbigen Gemengteile bedingt sind, sind keine generellen, sondern graduelle und sind eine Folge der bei den einzelnen Gesteinen verschieden weit vorgeschrittenen Uralitisierung des Diallags infolge inneren Kontaktes.

5. Ein später eintretender Gebirgsdruck bewirkte Schichtung und Faltung eines Teiles der Smaragditgabbros.

6. Durch hinzutretende atmosphärische Einflüsse entstanden weiterhin Amphibolite und Serpentine.

7. Die Wehrlite und Diabase des Kerkimassivs sind aus einem einzigen Magma durch Differenzierung und Faziesbildung entstanden, indem sich an den Rändern ein acideres Magma und in der Mitte ein basischer Kern bildete.

8. Die jüngeren Eruptivgesteine liegen an verschiedenen Punkten der Karvunikette; es sind Liparite, Trachyte, Plagioklasbasalt und Leucitbasanit. Über die Zeit der Entstehung dieser Gesteine lassen sich auf Grund der petrographischen Untersuchungen keine genaueren Angaben machen.

9. In den beiden Tertiärbecken existieren kalkige und erdige Tuffe von weißer oder gelblicher und rötlicher Farbe. Es sind Trachyttuffe im westlichen und Basalttuffe im östlichen Tertiärbecken.

Inhaltsübersicht.

Beiträge zur Kenntnis der thermischen Dissoziation und der Konstitution leicht zerlegbarer Mineralien.

Von **K. Friedrich** in Breslau.

Mit 25 Textfiguren.

(Schluß.)

II.

Mit L. Garrett Smith.

Nachdem die im Abschnitt I mitgeteilten charakteristischen Daten für die einfachen reinen Carbonate ermittelt worden waren, ging man dazu über, auch zusammengesetzte Carbonate bezw. weniger reine Vorkommen der thermischen Analyse zu unterwerfen.

Hierher gehören: Dolomit von Kragerö, Norwegen, von Imfeld, Wallis und von Simplon, Schweiz, Siderit von der Grube Stahlberg, Manganspat von Bescheert Glück bei Freiberg, Manganhaltiger Bitterspat von Gosenbach bei Siegen, Ankerit von Erzberg in Steiermark, Dolomit von Cumberland, sowie zwei Braunspäte von Himmelsfürst, Freiberg und ein Braunspat von Frizington.

Bezüglich des angewendeten Verfahrens und der Apparatur gilt sinngemäß dasselbe wie in Abschnitt I angegeben. Die erhaltenen Ergebnisse sind in Form von Erhitzungs- und Erhitzungsgeschwindigkeitskurven in den Fig. 15—25 niedergelegt.

Auch diese Arbeit wurde aus Mitteln der Jubiläums-Stiftung der deutschen Industrie ausgeführt.

Dolomit (Fig. 15, 16 und 17).

Die Befunde der chemischen Analyse der hier zu nennenden drei Vorkommen sind in folgender Tabelle zusammengestellt:

Tabelle 3.

Material	$FeCO_3$	$MnCO_3$	SiO_2	$CaCO_3$	$MgCO_3$
Dolomit von Kragerö	4,17	—	Spur	54,50	41,79
„ „ Imfeld	Spur	Spur	0,14	55,09	45,02
„ „ Simplon	„	„	0,12	55,02	45,00

Darnach kommt die Zusammensetzung der Dolomite von Imfeld und Simplon der Formel $CaMg(CO_3)_2$ sehr nahe. Reines $CaMg(CO_3)_2$ erfordert theoretisch 54,3 % $CaCO_3$.

Hier sind nun in allen drei Fällen zwei sehr stark ausgeprägte Wärmebindungen beobachtet worden, die bei praktisch denselben Temperaturen auftreten. Die erste setzt bei ca. 730^0—745^0 ein und erreicht bei 750 bezw. 760^0 ein Maximum, um dann wieder nachzulassen. Die zweite folgt bei ca. 880 bezw. 890^0 mit einem Maximum bei ca. 910 bezw. 930^0. Die Zersetzung ist bei 1130^0 eine vollständige gewesen. Die Gewichtsabnahmen betrugen hier 98,4 bezw. 99,3 bezw. 99,4 % des theoretischen Wertes. Der

Rückstand brauste mit Salzsäure behandelt nicht mehr auf. Nun ist auch die erste Wärmebindung schon mit einer bedeutenden

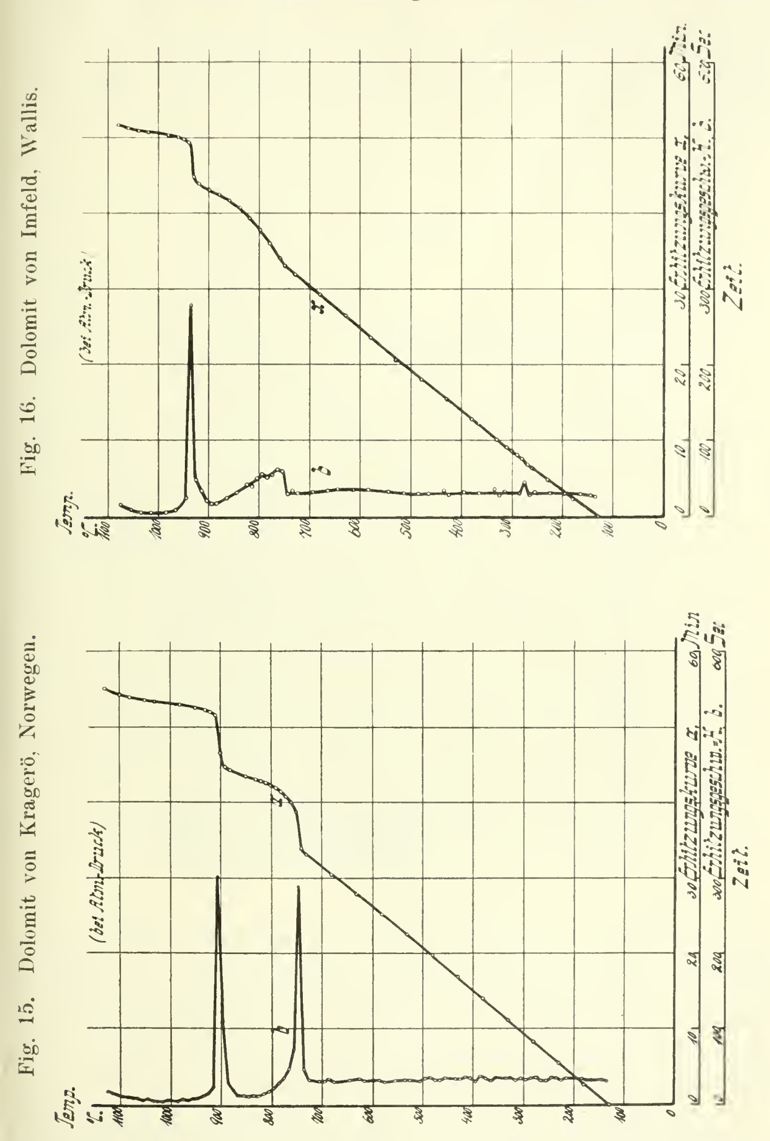


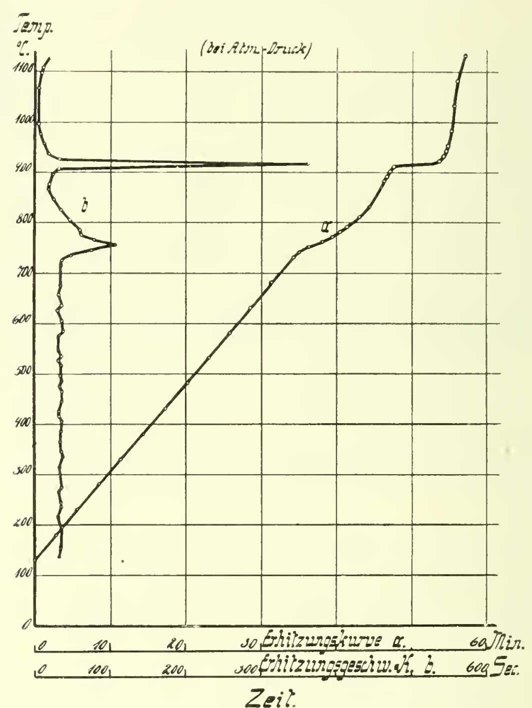
Fig. 16. Dolomit von Imfeld, Wallis.

Fig. 15. Dolomit von Kragerö, Norwegen.

Kohlensäureabgabe verknüpft. Als die Erhitzung bei 830° abgebrochen wurde, waren von der vorhandenen Kohlensäure bereits 36 bezw. 40 % abgegeben worden. Die Zerlegung des Dolomits geht also stufenweise vor sich.

Aus dieser recht interessanten und bisher wohl noch unbekannt gewesenen Tatsache[1] liegt es nahe, einen Rückschluß auf die Konstitution des Dolomits zu ziehen. Bekanntlich faßt man dieses Mineral zurzeit fast allgemein als eine chemische Verbindung auf. Die Annahme, daß eine isomorphe Mischung vorliegt, wird zwar als möglich, aber recht unwahrscheinlich bezeichnet. Würden nun die

Fig. 17. Dolomit von Simplon, Schweiz.



reinen Dolomite nur ein Gemenge von $CaCO_3$ mit $MgCO_3$ darstellen, so müßte ihre Zerlegung in der Weise vor sich gehen, daß beim Magnesitpunkt das Magnesiumcarbonat gespalten wird, worauf dann bei der dem Calciumcarbonat eigentümlichen Temperatur die Zersetzung des letzteren erfolgt. Daß sich Mischungen tatsächlich in dieser Weise verhalten, konnte durch besondere Ver-

[1] Genaueres über die thermische Dissoziation des Dolomits ist bisher noch nicht bekannt (C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie. 1911. 1. p. 384). Nach Vestenberg's und Wülfing's Versuchen zerlegt sich Magnesit leichter als Dolomit, und zwar bei ca. 500° bezw. etwas darüber, während die Zersetzungstemperatur des Dolomits viel höher liegt (l. c. 1911. I. p. 23).

suche, bei denen die Carbonate im Molekularverhältnis von 1:1 angewendet wurden, nachgewiesen werden. Das Resultat war das gleiche, ob man die Carbonate einfach in der Reibschale zusammenmengte oder das Gemenge einem Drucke von ca. 5000 Atmosphären $2^1/_2$ Stunden lang aussetzte. Im Gegensatz hierzu tritt nun beim Dolomit die erste Wärmebindung erst bei einer Temperatur ein, die ca. 150^0 oberhalb des von uns gefundenen Magnesitpunktes liegt. Dies Verhalten könnte als eine Bestätigung für die oben erwähnte Ansicht betrachtet werden, daß nämlich der reine Dolomit in dem Mengenverhältnis $CaCO_3$ $MgCO_3$ nicht etwa bloß ein Gemenge, sondern entweder eine feste Lösung oder eine Verbindung zwischen $CaCO_3$ und $MgCO_3$ ist.

Wir selbst halten uns auf Grund unserer bisherigen Versuche allerdings noch nicht für berechtigt, eine solche Schlußfolgerung zu ziehen. Es ist ja wenigstens denkbar, daß an der Bildung des Dolomits ein Magnesiumcarbonat beteiligt ist, das eine andere Modifikation als der von uns untersuchte Magnesit darstellt, und somit auch einen anderen vielleicht eben bei ca. 750^0 liegenden Zersetzungspunkt besitzt. Außerdem harren auch noch andere hierhergehörende Fragen ihrer Klärung. Unbekannt ist uns noch die Natur des Rückstandsproduktes von der ersten Zerlegung. Sodann gibt der Umstand zu denken, daß die zweite Wärmebindung genau beim Calcitpunkt auftritt, so daß wir annehmen müssen, daß von der ersten Abspaltung der Kohlensäure alles Magnesiumcarbonat betroffen wird. Inwieweit an dieser Zersetzung vielleicht auch Calcit mit beteiligt ist, ist ebenfalls noch eine offene Frage. Zur weiteren Klärung sind deshalb hier eingehendere Versuche dringend nötig, die auch schon in die Wege geleitet sind.

Jedenfalls haben die Untersuchungen erstmalig den Nachweis erbracht, daß sich der Dolomit stufenweise zerlegt. Die Angabe, daß sich Magnesit bei niedrigerer Temperatur als Dolomit zersetzt, konnte von uns bestätigt werden.

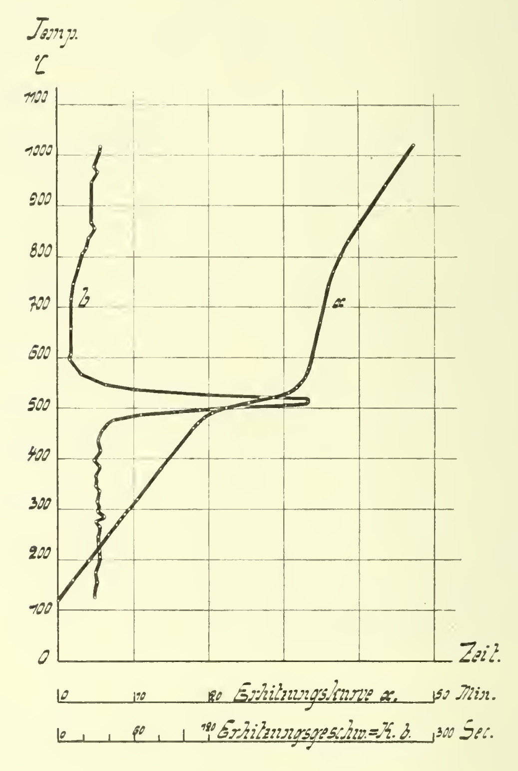
Siderit von der Grube Stahlberg (Fig. 18).

Die chemische Analyse ergab folgende Gehalte: $FeCO_3$ 77,9 %, $MnCO_3$ 17,7 %, Rest Gangart. Die thermische Analyse enthüllte eine einzige bedeutende Wärmebindung, deren Maximum oberhalb 500^0 liegt. Damit zeigt der Siderit von Stahlberg eine sichtlich höhere Zersetzungstemperatur als die früher untersuchten Eisenspäte. Nun hat er aber auch den höchsten Mangangehalt; es liegt deshalb die Schlußfolgerung nahe, daß durch Mangan die Zersetzungstemperatur des Eisencarbonats erhöht wird. Betrachten wir unter diesem Gesichtspunkte die früheren Befunde (Fig. 4, 5 und 6), so müssen wir darin eine Bestätigung für unsere Anschauung erblicken. Freilich besitzt sie nur Gültigkeit für das hier untersuchte Konzentrationsbereich, und es muß die Frage für

die manganreicheren Eisenspäte noch offen bleiben. Hier muß darauf hingewiesen werden, daß man auch in der Praxis die Erfahrung gemacht hat, daß manganhaltige Eisenspäte zu ihrer Zersetzung beim Rösten einer höheren Temperatur bedürfen als manganfreie. Da das Ansteigen des Dissoziationspunktes mit steigendem Mangangehalt relativ gleichmäßig erfolgt, so wird man — immer wieder nur für das untersuchte Konzentrationsbereich — zu



Fig. 18. Siderit von der Grube Stahlberg (bei Atm.-Druck).



dem Schlusse gedrängt, daß das Eisencarbonat mit Mangancarbonat in der Natur feste Lösungen zu bilden vermag.

Manganspat von Bescheert Glück, Freiberg (Fig. 19).

Auffällig ist hier die verhältnismäßig hohe Lage des Zersetzungspunktes. Allerdings ist das Material so unrein — die Analyse ergab: 64,4 % $MnCO_3$, 12,3 % $FeCO_3$, Rest $MgCO_3$ und Gangart —, daß an den thermischen Befund Schlußfolgerungen nicht geknüpft werden sollen.

Manganhaltiger Bitterspat von Gosenbach bei Siegen (Fig. 20).

Nach der chemischen Analyse setzt sich das unter dieser Bezeichnung gelieferte Mineral aus folgenden Bestandteilen zu-

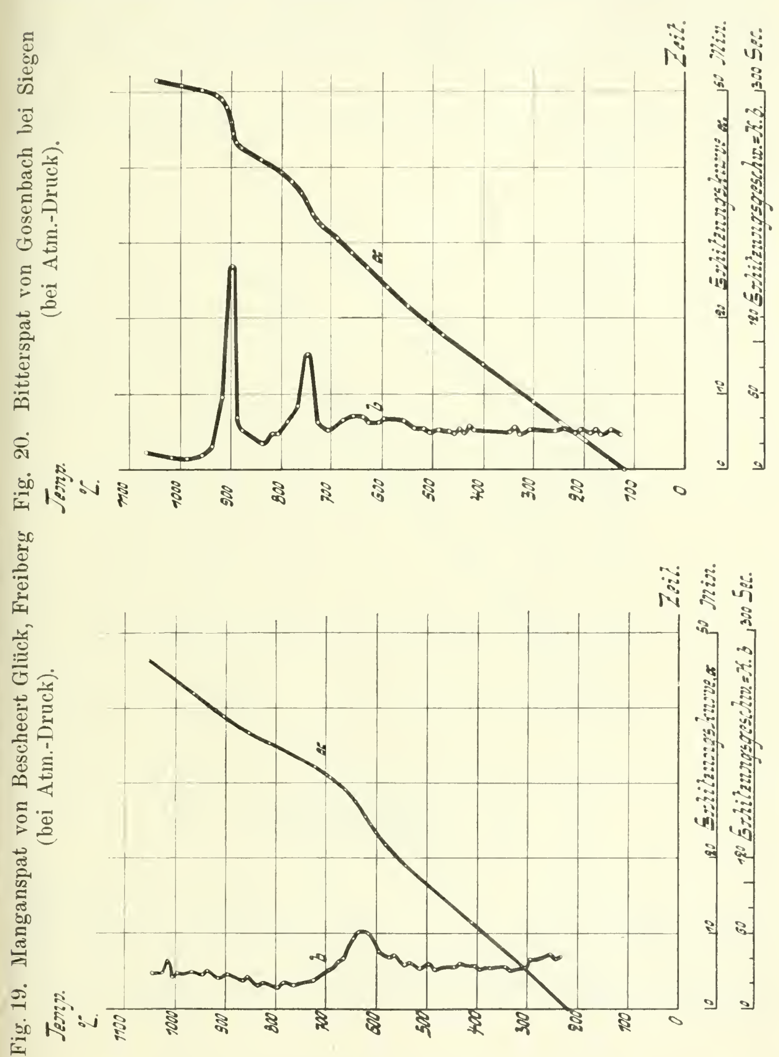


Fig. 19. Manganspat von Bescheert Glück, Freiberg (bei Atm.-Druck).

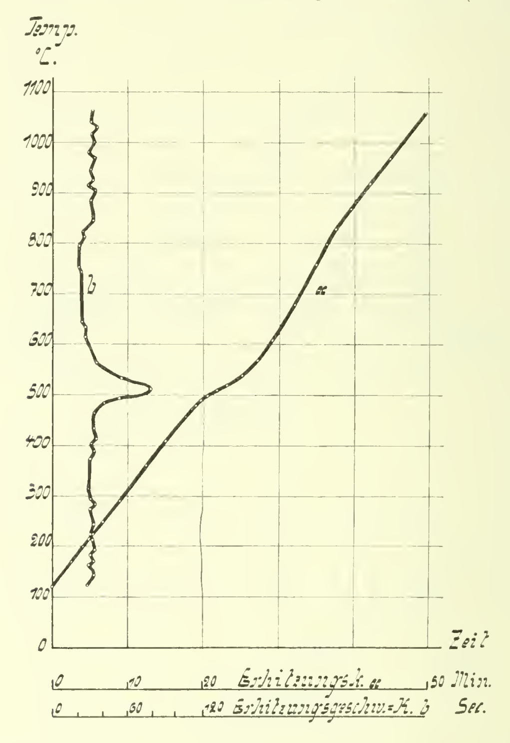
Fig. 20. Bitterspat von Gosenbach bei Siegen (bei Atm.-Druck).

sammen: 50,4 % $CaCO_3$, 37,5 % $MgCO_3$, 4,8 % $MnCO_3$ und 2,4 % $FeCO_3$. In Übereinstimmung mit diesem Befunde ergab die thermische Analyse die für den Dolomit charakteristischen Zersetzungspunkte.

Ankerit von Erzberg in Steiermark (Fig. 21).

Ankerit ist ein stark eisenhaltiger Dolomit. Die Erhitzungskurve zeigte aber nur eine bedeutende, und zwar den manganhaltigen Sideriten entsprechende Zersetzung. Die charakteristischen Punkte des Dolomits fehlen vollständig. In Übereinstimmung damit ergab die chemische Analyse: 81,9 % $FeCO_3$, 10,4 % $MnCO_3$

Fig. 21. Sogenannter Ankerit von Erzberg, Steiermark (bei Atm.-Druck).



und 7,0 % Rückstand. Auch hier wieder liegt der Zersetzungspunkt wesentlich höher als bei den manganärmeren Eisenspäten, wodurch die früher ausgesprochene Ansicht über den Einfluß des Mangans und die Möglichkeit einer Bildung fester Lösungen zwischen $FeCO_3$ und $MnCO_3$ eine weitere Stütze findet.

Dolomit von Cumberland (Fig. 22).

Laut Analyse enthielt die untersuchte Probe 66,7 % $CaCO_3$, 20,8 % $MgCO_3$, 11,0 % $FeCO_3$ und 2,7 % $MnCO_3$. Thermisch wurden zwei bedeutende Wärmebindungen beobachtet, von denen die eine an der für Dolomit normalen Stelle — beim Calcitpunkt —

auftritt. Dagegen erscheint der andere für den reinen Dolomit charakteristische Punkt (bei ca. 750°) wesentlich herabgedrückt. Es muß noch dahingestellt bleiben, wie diese Erscheinung zu deuten ist.

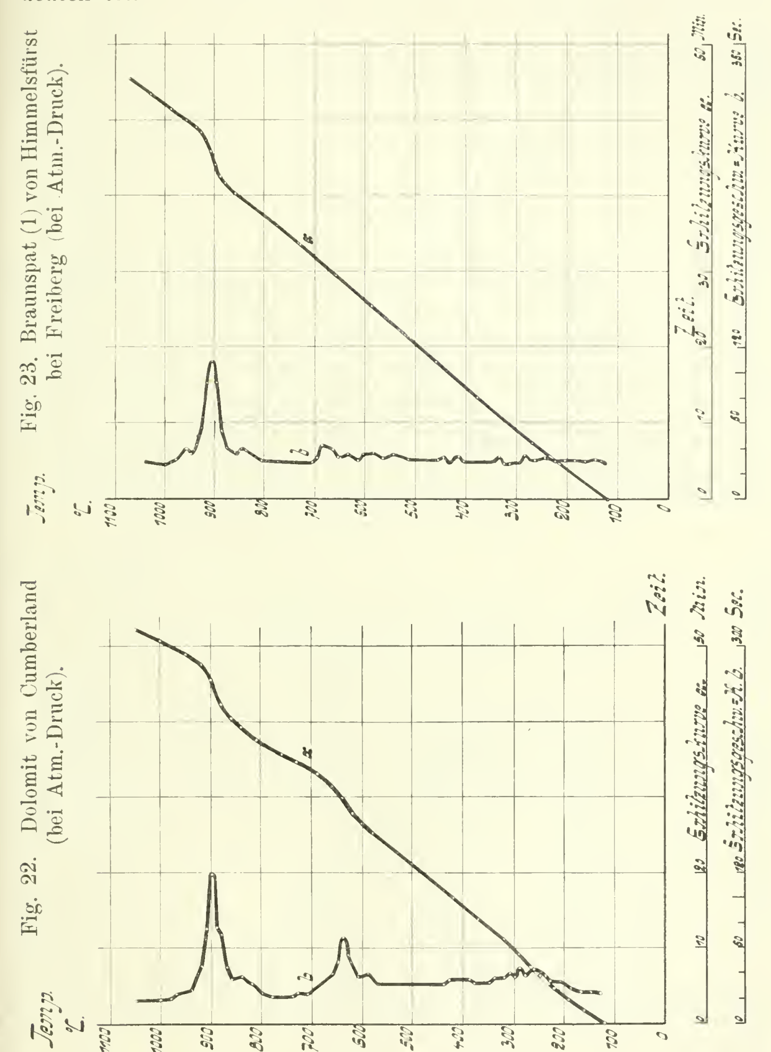


Fig. 23. Braunspat (1) von Himmelsfürst bei Freiberg (bei Atm.-Druck).

Fig. 22. Dolomit von Cumberland (bei Atm.-Druck).

Braunspäte von Himmelsfürst, Freiberg (2 Proben) und von Frizington (1 Probe) (Fig. 23, 24 und 25).

Der Spat 1 von Himmelsfürst besaß folgende Zusammensetzung: 94,3 % $CaCO_3$, 2,6 % $MnCO_3$, 2,4 % $FeCO_3$ und 2,0%

$MgCO_3$. Er ist darnach als ziemlich reiner Kalkspat anzusprechen. Damit stimmt auch das Ergebnis der thermischen Analyse überein. Wie Fig. 23 erkennen läßt, zeigt das als Braunspat

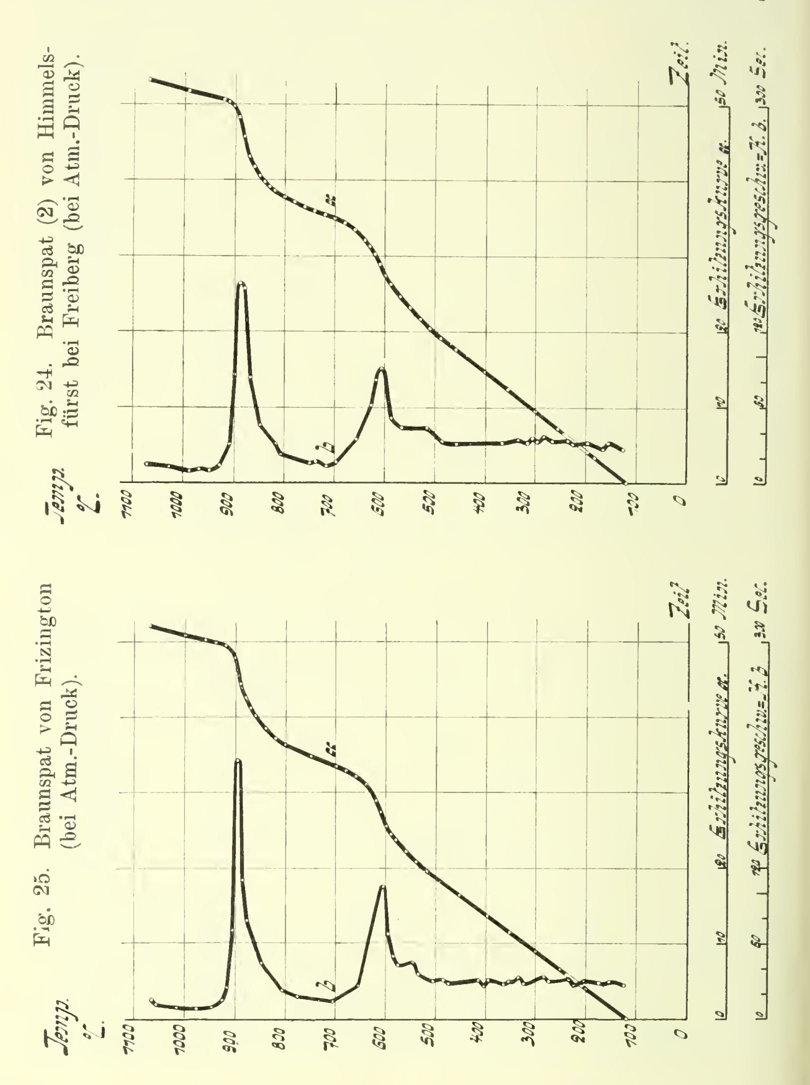


Fig. 24. Braunspat (2) von Himmelsfürst bei Freiberg (bei Atm.-Druck).

Fig. 25. Braunspat von Frizington (bei Atm.-Druck).

benannte Material nur eine bedeutende Wärmebindung, die genau beim Calcitpunkt liegt.

Eine wesentlich andere Zusammensetzung besaßen Spat 2 von Himmelsfürst und von Frizington. Die chemische Analyse ergab für den ersteren: 51,5 % $CaCO_3$, 23,4 % $MgCO_3$, 19,2 %

$FeCO_3$ und 6,7 % $MnCO_3$; für den letzteren: 55,9 % $CaCO_3$, 29,6 % $MgCO_3$, 13,7 % $FeCO_3$, Rest $MnCO_3$. Hier treten nun auch in den Erhitzungskurven — abgesehen von einer geringeren Wärmetönung oberhalb 500° — zwei bedeutende Haltepunkte auf, und zwar bei beiden Späten an nahezu denselben Stellen. Während sich der obere mit dem Calciumcarbonatpunkt deckt, fällt der untere ziemlich genau auf den Magnesitpunkt. Sonach verhalten sich die hier untersuchten Braunspäte thermisch wesentlich anders als die Dolomite. Ob dies auf die Gegenwart von größeren Mengen $FeCO_3$ bezw. $MnCO_3$ oder auf andere Ursachen zurückzuführen ist, muß zunächst noch dahingestellt bleiben.

Hier sind die Versuche abgebrochen worden, da neue Methoden herangezogen werden sollen, um tiefer in die Kenntnis der Dissoziationsvorgänge einzudringen. Soweit die Mitteilungen reichen, dürfte aber doch schon aus ihnen hervorgehen, daß die thermische Analyse ein recht wichtiges und wertvolles Hilfsmittel zur ersten Orientierung bei der Bestimmung von Carbonaten darstellt. Eine einfache Aufnahme der Erhitzungskurve, die binnen einer Stunde beendet ist, kann uns hier vor manchen Irrtümern bewahren und unter Umständen zeitraubende chemisch-analytische Arbeiten ersparen.

Metallhüttenmännisches Institut der Kgl. Techn. Hochschule, Breslau, Juli 1912.

Ueber Kappenquarze.

Von **R. Beck** in Freiberg.

Mit 3 Textfiguren.

Kappenquarze sind seit langer Zeit als charakteristische Wachstumsformen des gemeinen Quarzes von den Zinnerzlagerstätten und verwandten Bildungen bekannt. Ein berühmter Fundort war von jeher Schlaggenwald im Karlsbader Gebirge. Die sächsischen Bergleute kannten sie besonders von Zinnwald, Altenberg und Geyer, wie auch von den Kaolinlagerstätten der Weißen Erdenzeche bei Aue im Erzgebirge. Anfangs der 60er Jahre des vorigen Jahrhunderts findet man die ersten ausführlichen Beschreibungen. A. Des Cloizeaux[1] unterscheidet zwei Abarten: „Lorsque les grains de quartz ou de ripidolite sont disposés régulièrement en couches minces parallèles à tous les contours du cristal enveloppant, on a la disposition nommée quartz en chemise; une petite quantité de matière argileuse suffit quelquefois pour empêcher l'adhérence des diverses couches d'accroissement, dont se composent les cristaux; lorsque les couches se déboitent les unes de dessus les autres, on a le quartz encapuchonné."

[1] A. Des Cloizeaux, Manuel de minéralogie. Paris 1862. p. 19.

Am Kappenquarz von Schlaggenwald beobachtete A. Breithaupt[1] fünf Schalen übereinander.

In neuerer Zeit bemerkte C. Hintze[2], daß zwischen den einzelnen Schalen dieser Schlaggenwalder Kappenquarze meist Nakritschüppchen, doch auch Zinnerz oder Kiese angetroffen werden.

Im Sommer 1911 fand der Verfasser bei Gelegenheit der Befahrung der wieder geöffneten Zinnerzgruben im Geyersberge bei Geyer schöne Kappenquarze vor, die aus der Gegend des dortigen Stockscheiders, der pegmatitischen Randfazies des Granitstockes herrühren. In situ konnten sie leider nicht beobachtet werden. Diese Funde zeigten Eigentümlichkeiten, deren Schilderung an dieser Stelle vielleicht der Mühe wert ist, da hierdurch neues Licht auf die Entstehung mancher Kappenquarze und auch des Greisens fällt.

Im Gegensatz zu anderen Vorkommen ließen sich die einzelnen Kappen der gefundenen, immer ganze Gruppen bildenden Kristalle nicht oder nur unvollkommen, und jedenfalls bloß unter teilweiser Zertrümmerung voneinander abheben, obwohl sie im Aussehen scharf voneinander durch schmale dunkle Streifen geschieden waren. Die Dicke der Kappen schwankt zwischen etwa 1 mm und 1 cm; ihre Färbung ist die übliche weißliche des gemeinen Quarzes. Die obersten Kappen haben eine mäßig rauhe Oberfläche und tragen keinen Belag von aufsitzenden fremden Mineralien. Die Kanten zwischen den die Oberfläche bildenden Pyramidenflächen zeigen außerordentlich scharfe Entwicklung.

Bei manchen Exemplaren bemerkt man zwischen den einzelnen, fest miteinander verwachsenen Kappen breiter wie sonst entwickelte, trennende Zonen von dunkler Färbung. Sie erreichen eine Breite von etwa 1 cm. Die Photographie (Fig. 1) gibt das sehr deutlich wieder. Zugleich zeigt sie, daß an diesem Stück die Grenze zwischen zwei benachbarten Kappenquarzen überhaupt eine recht verschwommene sein kann.

Schon eine Untersuchung an Ort und Stelle mittelst einer guten Lupe belehrte den Beschauer, daß die dunklen Zwischenzonen die Zusammensetzung eines Greisens haben, wie er dort aus dem Granit sich gebildet hat, wo dieser von Zinnerzgängen durchsetzt wird. Mehrere Dünnschliffe aus verschiedenen Regionen der Kappenquarzgruppen bestätigten das und enthüllten zugleich die ganz unerwartete Tatsache, daß die lichtgefärbten Quarzkappen keine optisch einheitlich reagierende Individuen darstellen, sondern ziemlich grobkörnig-kristalline Aggregate von sehr verschieden orientierten und höchst unregelmäßig gestalteten Quarzkörnern. Einige Einzelheiten mögen im folgenden das soeben Gesagte noch weiterhin erläutern:

[1] A. Breithaupt, Berg- und Hüttenmänn. Zeitg. 1863. **22.** p. 74.
[2] C. Hintze, Handbuch der Mineralogie. 1905. **1.** p. 1371.

Die dunklen Zwischenbänder bestehen aus typischem Greisen. Die Hauptgemengteile sind demnach Quarz, Topas und ein im Dünnschliff in unserem Falle lichtgelblich grün durchscheinender Lithionglimmer. Auch etwas Zinnstein ist eingesprengt. Der Quarz umschließt viele Flüssigkeitseinschlüsse von zum Teil scharf dipyramidaler Form, wobei die lange Diagonale mit der C-Achse des umschließenden Quarzkernes zusammenfällt. Die deutlich gelb gefärbte Flüssigkeit eines solchen Einschlusses enthält eine große, sehr leicht bewegliche Libelle, die bei Steilstellung des Präparates sich sofort in die oberste Ecke des negativen Kristalles begibt.

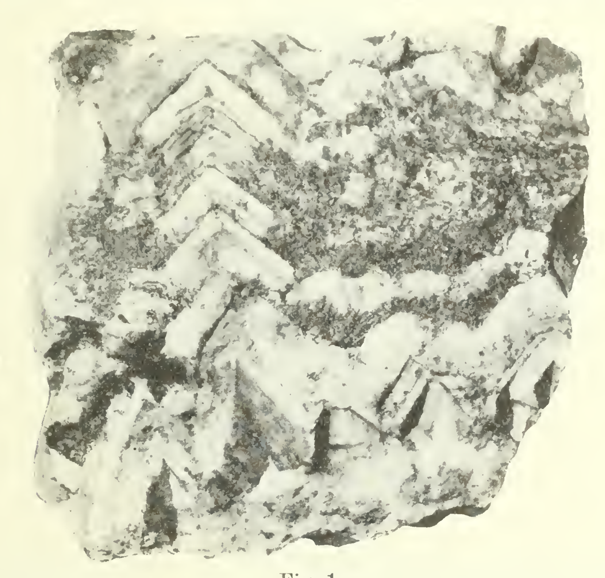


Fig. 1.
Photographie einer Kappenquarzgruppe von Geyer in ½ der nat. Größe.

Der Topas ist skelettartig entwickelt, vielfach durch Quarzkörnchen durchbrochen. An seinen basischen Spaltrissen und an seiner verschiedenen Lichtbrechung kann man ihn sofort vom Quarz unterscheiden. Zarte Züge von einem feinstaubförmigen Pigment gehen bisweilen ohne Rücksicht auf die Umrisse der Quarze und Topase durch den Greisen hindurch, ein Überbleibsel aus einem früheren Zustand des jetzt als eine Gruppe von Kappenquarzen vorliegenden Gesteins. Ebenfalls als solche Überbleibsel haben parallele Linien zu gelten, die scharf in einem stumpfen Winkel umbiegen und sich mehrfach so wieder aneinander anschließen, daß geschlossene Polygone entstehen. Diese zarten Parallelen werden durch ganz winzige Schüppchen eines farblosen Glimmers gebildet, vermutlich von Kaliglimmer, die in ihrer Anordnung völlig denen gleichen, die man

so oft parallel den Spaltrissen innerhalb der Feldspäte eingelagert findet (Fig. 2 und 3). Diese Erinnerungen an die frühere Gegenwart eines Feldspates und somit eines Granites beweisen demnach, daß zwei Entstehungsweisen dieser Kappenquarze, an die man wohl zunächst denken könnte, ausgeschlossen sind: wiederholt unterbrochene Kristallisation aus einer wässerigen Lösung inmitten eines offenen Drusenraumes und ebenfalls wiederholt unterbrochenes Anschießen aus einem Schmelzfluß. Die Kappenquarzgruppen von Geyer entstanden vielmehr durch eine Umwandlung schon

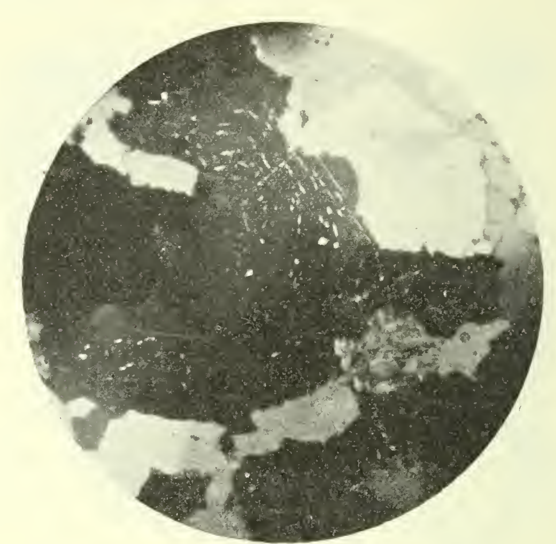


Fig. 2.
Dünnschliff aus einer Quarzkappe mit anstoßender (rechts!) Greisenzone. Der Quarz zeigt unter gekreuzten Nicols eine Teilung in unregelmäßige Felder. Die parallelen Züge von Glimmerschüppchen treten in den dunkel gestellten Feldern als lichte Striche hervor. Vergr. 30 mal.

fertigen Granites unter dem Einfluß fluorhaltiger und siliciumreicher Gase, mit anderen Worten während der Greisenbildung. Da wiederholt schon beobachtet worden ist, daß bei der Greisenbildung schon vorhandener Quarz unverändert in den Umrissen übernommen wird, wie sich das schön an den Dihexaedern porphyrischer Mikrogranite zeigen läßt, darf angenommen werden, daß ein Teil der Quarzkörner, natürlich nur solche, welche die oben beschriebene Palimpseststruktur nicht besitzen, primäre Granitquarze sind. Als letzten Hauptgemengteil der Greisenbänder haben wir nur noch kurz den Lithionglimmer zu charakterisieren. Er besitzt die bei ihm in allen Greisen ge-

wöhnliche Eigenschaft, daß er um winzige Zirkonkriställchen herum ganz intensiv pleochroitische, das Licht sehr stark absorbierende Höfe zeigt.

Wie soll man sich nun aber den jetzigen Zustand der eigentlichen Quarzkappen im Gestein von Geyer erklären? Selbstverständlich müssen sie zunächst als einheitliche Gebilde unter dem richtenden Einfluß der Kristallisationskraft im granitischen Gestein angeschossen sein, als dieses von den Gangspalten aus mittelst eines pneumatolytischen Verdrängungsprozesses zu Greisen umgewandelt wurde.

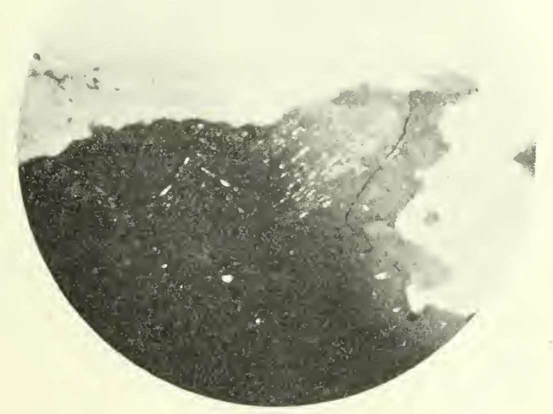


Fig. 3.
Dünnschliff aus einer Quarzkappe. Die unregelmäßigen Quarzkörner zeigen undulöse Auslöschung. Glimmerschüppchen wie in Fig. 2. Die Glimmerzüge setzen zum Teil als dunkle Striche in das hell eingestellte Korn hinüber (in der Figur nur schwach angedeutet). Vergr. 30 mal.

Die von Haus aus einheitlich orientierte Quarzsubstanz der Kappen war nur durch die primären Granitquarze durchbrochen, von denen ein jeder seine besondere Orientierung besaß. Die an manchen Stücken wohl ausgebildeten Kristallflächen der obersten Kappe spiegeln uns die ehemals bis auf diese Unterbrechungen optisch einheitliche Beschaffenheit der Quarzkappen auch in der kristallographischen Form deutlich wider. Auch der in Fig. 1 abgebildete Längsbruch läßt dies erkennen. Geht er doch ungefähr parallel der ehemals allen Kappen gemeinsamen C-Achse. Daß die Kappen jetzt durchweg körnig-kristalline Struktur zeigen, wobei die einzelnen Körner ganz verschiedene Orientierung haben, suchten wir anfangs durch Annahme von späteren Pressungserscheinungen zu erklären.

Mein verehrter Herr Kollege G. Linck machte mich jedoch auf die Möglichkeit einer anderen Erklärung aufmerksam, die ich jetzt für die richtige halte: Wie O. Mügge[1] eingehend unter Bezugnahme auf ältere Arbeiten von H. Le Chatelier hat nachweisen können, tritt beim Durchgang des unter einer höheren Temperatur gebildeten und beständigen β-Quarzes durch seine untere Temperaturgrenze von 570^0 C eine Zustandsänderung ein, die unter anderem in einer plötzlichen Änderung der Stärke der Doppelbrechung wie auch in einer Zwillingsbildung sich äußert. Auch der Quarz der Quarzkappen von Geyer dürfte zunächst bei höherer Temperatur als einheitlicher β-Quarz entstanden sein. Wäre der Raum, den diese Quarzkappen damals bei einer Temperatur über 570^0 innehatten, ganz frei gewesen von anderen Körpern, so wären die Kappen von β-Quarz beim Sinken der Temperatur in ebenso einheitlich orientierte Kappen von α-Quarz umgestanden. Nun war der Raum aber unterbrochen durch verschieden orientierte Granitquarze. Ein jedes einzelne dieser Granitquarzkörner konnte jetzt auf den β-Quarz beim Übergang in α-Quarz einen richtenden Einfluß ausüben und umgab sich so mit einer Anwachszone, die seine Orientierung annehmen mußte. So konnte aus dem ehemals einheitlichen Gebilde ein Aggregat werden, das nur noch in dem Bestehen von einer Gesamtkontur nach Kappenquarzart die erlittenen Schicksale erkennen läßt. Man hat hier also tatsächlich ein Beispiel von „einem geologischen Thermometer", wie es O. Mügge vermutet hatte. Der Kappenquarz von Geyer beweist von neuem, was man bereits aus anderen Beobachtungen schließen durfte, daß *die Greisenbildung bei höherer Temperatur stattgefunden hat, mindestens bei 570^0*.

Meine Untersuchungen von Greisen und Zwittern von Hunderten von Fundpunkten haben mir übrigens gezeigt, daß Kappenquarze in derartigen Gesteinen recht häufig vorkommen, wenn auch nur in mikroskopischer Kleinheit. Besonders schön kenne ich sie im Greisen der Zwitterpinge bei Graupen in Böhmen.

Temnocheilus (Conchorhynchus) Freieslebeni Geinitz sp.

Von **Joh. Böhm.**

Hierzu 1 Textfigur.

1862 veröffentlichte R. Eisel[2] eine Liste der im Kupferschiefer der Schiefergasse bei Milbitz gefundenen Versteinerungen.

[1] O. Mügge, Die Zustandsänderung des Quarzes bei 570°. N. Jahrb. f. Min. etc. Festband. 1907. p. 181.

[2] R. Eisel, Verzeichnis der bisher in der Umgebung von Gera aufgefundenen Zechsteinversteinerungen. Verhandl. Ges. Freunde Naturwiss. Gera. 1. 1858—62. Gera 1862. p. 23—25.

Gelegentlich der 1910 an dieser Lokalität und den Merzbergen ausgeführten Eisenbahn- und Straßenbauten hat Herr Lehrer Hundt [1] größere Aufsammlungen vornehmen und dabei den von der Schiefergasse durch Eisel bekannt gewordenen neunzehn Arten acht weitere hinzufügen können. Unter ihnen erwähnt Herr Hundt einen *Nautilus*-Kiefer, den er auf Anregung meines Freundes Herrn Landesgeologen Professor Dr. Zimmermann mir zur Beschreibung übergab. Beiden Herren sei dafür auch an dieser Stelle mein verbindlichster Dank gesagt.

Das Stück ist als Abdruck der Außenseite und nicht vollständig erhalten. Es liegt dies daran, daß „das Gestein wegen seiner Neigung zur flachen elliptischen Knollenbildung uneben dickspaltig spaltet“ [2]. Beim Aufschlagen der Gesteinsplatte ist das Kieferstück selbst abgesprungen und hat, als die Natur der Versteinerung erkannt wurde, trotz eifrigen Suchens nicht wieder gefunden werden können.

Der Abdruck ist symmetrisch, von spitzwinklig dreiseitiger Gestalt. Seine Länge beträgt 10 mm, seine Breite etwa 6 mm in etwa Dreiviertel der Länge. Die vordere Spitze erscheint abgerundet. Im Profil bietet er die Gestalt eines flachen Hausdaches. An die zopfförmig skulpturierte, jederseits von einer scharfen Rippe und dadurch eingesenkt erscheinende Medianleiste legen sich die geneigten, leicht gewölbten, nach rückwärts sich verbreiternden oberen Seitenflächen an, welche mit zarten Radiallinien bedeckt sind und in ihrer Mitte durch eine linienartige Furche, die etwa in der halben Länge einsetzt und zum Hinterrande sich erstreckt, unterbrochen werden. Die unteren Seitenflächen sind nicht erhalten; doch waren sie wahrscheinlich niedrig und setzten steil an dem Rand der oberen Seitenflächen an, so daß der Kiefer nicht breiter war, als er jetzt vorliegt.

Durch die mediane Skulptur, welche ihre fiederförmige Zeichnung der Anheftungsstellen von Muskeln verdankt, erweist sich das Objekt als ein Nautiliden-Unterkiefer, der sich durch jene an die triadischen *Conchorhynchus ornatus* Blv., *C. avirostris* Bronn und *C. cassianus* H. v. Meyer anschließt.

Was die Zugehörigkeit dieses ersten im Palaeozoicum gefundenen Unterkiefers zu einer bereits daraus bekannten Nautiliden-Art betrifft, so ist bisher aus dem Kupferschiefer der Schiefergasse nur eine Spezies bekannt, nämlich *Temnocheilus Freieslebeni* Geinitz sp. Es liegt daher nahe anzunehmen, daß der Unterkiefer zu dieser Art gehört, und habe ich demgemäß den Titel dieser Mitteilung in obiger Fassung gewählt.

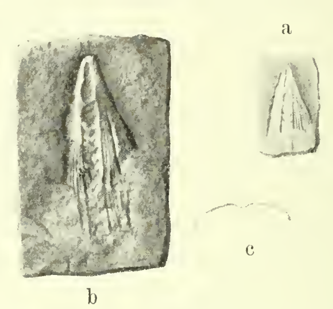
---

[1] R. Hundt, Die Fauna und Flora des Kupferschiefers in der Schiefergasse bei Milbitz unweit von Gera. N. Zeitschr. f. Min., Geol. und Paläont. 1. 1910. p. 81, 82.

[2] R. Hundt, a. a. O. p. 81.

Dieser Fund scheint mir die Meinung TILL's [1], daß auf alle Nautiliden-Unterkiefer die Bezeichnung *Conchorhynchus* schlechtweg anzuwenden sei und daß „*Conchorhynchus* ebensogut einem triadischen *Temnocheilus, Trematodiscus, Pleuronautilus* oder aber einem liassischen *Nautilus* s. str. angehören mag“, nicht zu bestätigen, sondern in Anbetracht des Umstandes, daß *Conchorhynchus avirostris* BLV. in *Temnocheilus bidorsatus* v. SCHLOTH. sp. gefunden worden, dafür zu sprechen, daß diese eigenartig skulpturierten Unterkiefer der Gattung *Temnocheilus* allein angehören. Dies erklärt auch ihre Beschränktheit auf die älteren Formationen.

Der jüngste *Conchorhynchus* entstammt einem nicht näher angegebenen Liashorizonte bei Lyme Regis [2]; danach dürfte wohl



Temnocheilus (Conchorhynchus) Freieslebeni GEINITZ sp. a Abdruck des Unterkiefers in nat. Gr.; b Abguß in 2fach. Vergr.; c Querschnitt.

eine der an diesem Fundorte vorkommenden *Nautilus*-Arten der Gattung *Temnocheilus* angehören. Auf die außerordentliche Unwahrscheinlichkeit des Hinaufsteigens der Gattung in die Kreideformation hat TILL [3] hingewiesen [4].

Aus dem Funde ergibt sich weiter, daß *Temnocheilus Freieslebeni* GEINITZ sp. wie seine triadischen Verwandten ein kalkiges Gebiß besaß.

[1] TILL, Die fossilen Cephalopodengebisse. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt Wien. **57**. 1907. p. 546.

[2] A. H. FOORD, Nautiloidea. Catalogue of the fossil Cephalopoda in the British Museum (Natural History). **2**. 1891. p. 367. Textfig. 78 g, h.

[3] TILL, a. a. O. **56**. 1906. p. 140, Fußnote und p. 149, ferner **57**. 1907. p. 546.

[4] Während des Druckes finde ich, daß FRIČ erneut eine Abbildung seiner *Rhynchotheutis cretacea* in der Miscellanea palaeontologica. **2**. Mesozoica. 1910. Taf. 5 Fig. 10—12; Taf. 10 Fig. 8, 9 und Textfig. 3 gegeben hat. Er bemerkt p. 15 dazu: „Ähnliche, aus dem Muschelkalk stammende Gebisse wurden als zu *Nautilus* gehörig *Conchorhynchus* benannt. Diejenigen aus dem Neocom benannte man *Rhynchoteuthis*. Es wäre am besten, dieselben als *Nautilorhynchus* zu bezeichnen. Mit dem

Die Seltenheit des Fundes findet ihr Analogon in den jüngeren Formationen.

Zwei Gründe führt Till[1] dafür an, daß „so verschwindend wenig Exemplare von Unterkiefern jüngerer (jurassischer und cretacischer) Nautiliden uns erhalten und diese außerordentlich selten sind". Während *Conchorhynchus* eine Medianleiste hatte, die dem Fossil eine gute Stütze gab, hatten die glatten Unterkiefer, wie sie durch den von Till ursprünglich als Oberkiefer beschriebenen *Rhyncholithes obtusus* repräsentiert werden, gegenüber den Oberkiefern eine schwächere innere Struktur und zerfielen daher rascher"[2].

Auch von dem lebenden *Nautilus* werden wohl häufig die Schalen, selten aber die Schnäbel gefunden. Jene werden — weil leichter als das Meerwasser — weithin an die Küsten verschwemmt, diese „bleiben wohl mit den verwesenden Weichteilen des Tieres am Meeresboden liegen. Aus dieser Tatsache erklärt sich, daß wir *Nautilus*-Schalen und *Nautilus*-Kiefer naturgemäß in faziell verschiedenen Ablagerungen suchen müssen"[3]. Das gleiche gilt gewiß auch für die älteren Formationen.

Aus dem Umstande, daß in der Trias neben Oberkiefern aus dem Formenkreise des *Rhyncholithes hirundo* Faure-Biguet solche vorkommen, welche „den Typus des rezenten *Nautilus* tragen"[4], hält Till es für wahrscheinlich, daß „auch diese *Conchorhynchus*-Formen als Unterkiefer besaßen". Dem möchte ich nach den obigen Ausführungen nicht beitreten, sondern annehmen, daß diesen Oberkiefern auch in der Trias glatte Unterkiefer entsprochen haben werden, diese aber infolge ihrer für die Erhaltung ungeeigneteren Beschaffenheit zerstört und daher bisher nicht bekannt geworden sind, hat sich doch bis heute auch das Vorkommen von Unterkiefern vom widerstandsfähigeren *Conchorhynchus*-Typus im Perm unserer Kenntnis entzogen gehabt. Es dürfte sich empfehlen, die glatten Unterkiefer unter einem besonderen Namen zu registrieren.

Es ist schließlich noch Till's[5] Altersangabe von *Nautilus* (*Rhyncholithes* sp. indet.) zu berichtigen. Von Speldorf bis Mül-

---

Gebiß aus dem Muschelkalk stimmt auffallend der Kiel, mit dem aus dem Neocom der Unterkiefer mit den beiden Seitenflügeln." Seine Herkunft wird aus den Bisičer Übergangsschichten zwischen den Weißenburger- und Iserschichten bei Chocen und Vinar angegeben. Einstweilen dürften Till's Ausführungen über dieses Fossil (a. a. O. 1906. p. 150) zu Recht bestehen bleiben.

[1] Till, a. a. O. 1908. p. 575 und 1906. p. 140.

[2] Till, a. a. O. 1908. p. 575, siehe auch 1906, p. 127.

[3] Till, a. a. O. 1908. p. 575.

[4] Till, a. a. O. 1907. p. 546.

[5] Till, a. a. O. 1907. p. 559.

heim a. d. Ruhr sind hier und da cenomane Mergel, nirgends Jura aufgeschlossen. Für diesen als jurassischen Alters angegebenen Oberkiefer, der von dem turonen *R. rectus* Till infolge seiner schlechten Erhaltung nicht nach sicheren Merkmalen zu unterscheiden und dessen Identifizierung schon wegen des bedeutenden Unterschiedes im geologischen Alter ausgeschlossen ist, kommt dieser letztere Grund nunmehr in Fortfall.

Ueber ein neues Vorkommen von Fossilien im Servino des Luganer Sees.

Von **Herm. Reich** in Freiburg i. Br.

Ein neues Vorkommen von Fossilien im Servino des Luganer Seegebietes ist kürzlich von mir gefunden worden. Über dieses sei in Folgendem berichtet. Die Fundstelle liegt etwas unterhalb der Abbaustelle der bekannten Fischschiefer von Besano auf den Höhen südlich des Seearmes von Morcote, und zwar in einem Hohlweg, der nach Alpe Seppiano führt.

Das Profil des ganzen in Frage kommenden Schichtenkomplexes ist sehr schön an der neuen Straße von Alpe Seppiano nach Meride aufgeschlossen und läßt die Lage der fossilführenden Schicht im ganzen Verbande gut erkennen. Die gesamte Mächtigkeit des dortigen Servino beträgt etwas über 15 m. Über dem liegenden, dyadischen, schwarzen Porphyrit setzt ein grobes, brecciöses Konglomerat auf, das bald von einem feinkörnigeren, teils gefleckten, teils roten, sehr glimmerreichen Sandstein, dessen Quarzkörner noch ihre Kristallumgrenzung besitzen, abgelöst wird. In etwa 4 m Höhe über dem Porphyrit werden diese Sandsteine von Ton- und Mergellagen unterbrochen und unmittelbar über diesen sind sie äußerst reich an Fossilien. Weiter nach oben schieben sich öfter Konglomerate und auch eine sandige Kalkbank zwischen sie ein, bis dann der Muschelkalk etwa 15 m über dem Porphyrit scharf abgesetzt beginnt.

Die an der Straße gefundenen Fossilien sind, da die Sandsteine dort stark zersetzt sind, als sehr schlechte Steinkerne erhalten, die nur erkennen lassen, daß es sich um glatte Myophorien und Gervillien handelt. In bedeutend besserem Zustand wurden dieselben in dem erwähnten Hohlweg angetroffen. Daß es sich um dieselbe Schicht wie an der Straße handelt, beweist die darunter liegende Ton- und Mergellage und die Gleichheit der Fossilien und des die Schicht zusammensetzenden Materials. Das Gestein ist ein sehr glimmerreicher, brauner Sandstein mit vereinzelt eingestreuten, höchstens bohnengroßen Quarzgeröllen. Sein Habitus erinnert an gewisse dolomitische Lagen des süddeutschen Röt oder an den Muschelsandstein von Sulzbad im Unterelsaß. Die Fossilien

sind durchweg Steinkerne von brauner Farbe und liegen in sehr großer Zahl auf den Schichtflächen. Da der Sandstein durch Auslaugung des Kalkgehalts mürbe und zerreiblich ist, werden auch die Steinkerne leicht abgerieben. Man muß große Stücke mitnehmen und zu Hause spalten, um bestimmbare Exemplare zu bekommen.

Es ließen sich folgende Arten bestimmen:

1. *Myophoria laevigata* v. Alberti.
   „ „ var. *transiens*.
   „ „ var. *elongata*.
2. *Myophoria ovata* Goldfuss sp.
3. *Myophoria rotunda* v. Alberti.

Nicht immer konnte mit Sicherheit festgestellt werden, welche der 3 Arten vorliegt. Vielmehr scheint es sich bei vielen Exemplaren um Übergänge oder Bastarde namentlich von *ovata* nach *laevigata* zu handeln. Eine Arealkante ist an den meisten Exemplaren deutlich zu sehen; doch ist sie stets mehr oder weniger gerundet. Viele Steinkerne vereinigen mit der Arealkante einen parabolischen Umriß des Hinterrandes. Ersteres Merkmal würde für *laevigata*, letzteres für *ovata* sprechen. Das Verhältnis von Länge zur Breite ist sehr verschieden, so daß alle Übergänge nach var. *elongata* vorhanden sind. Die Größe ist bei den meisten Exemplaren geringer, als in den Beschreibungen angegeben. Von den genannten Myophorien ist die Schicht ganz erfüllt, so daß man sie mit Recht „Myophorienbank“ nennen kann.

Nicht viel weniger häufig kommen glatte Gervillien aus der Verwandtschaft der *Gervillia mytiloides* vor:

4. *Gervillia mytiloides* v. Schl. sp.
5. *Gervillia polyodonta* Stromb. sp.

Bei der Bestimmung dieser Arten wurde die Beschreibung von Lepsius, die teilweise mit der von Credner und Benecke in Widerspruch steht, zugrunde gelegt. Zwischen beiden sind deutlich Übergänge vorhanden, wie ja auch schon Seebach *Solenites mytiloides*, *Gervillia polyodonta*, *G. Albertii* und *G. modiolaeformis* zu einer Art zusammenfaßt. Obwohl beide Klappen zusammen nicht gefunden wurden, so dürfte doch kein Zweifel sein, daß die linke Klappe bedeutend stärker als die rechte gewölbt ist, da sämtliche rechte Klappen viel flacher als ebenso große linke sind. Der äußere Umriß entspricht der Beschreibung und den Abbildungen von Goldfuss, Credner, Benecke und Lepsius. Ob die vorliegenden Gervillien gedreht sind, wie Benecke von *mytiloides* behauptet, oder ob, wie Lepsius von denselben sagt, die Kontaktflächen beider Schalen in eine Ebene fallen, läßt sich nicht ganz bestimmt feststellen; doch ist wohl letzteres anzunehmen. Der vordere Flügel

ist klein und nicht abgesetzt, der hintere deutlich durch eine breite Furche. Der meist nur undeutlich zweiköpfige Wirbel ist bei der linken Klappe über den Schloßrand gekrümmt, bei der rechten nicht so weit. Anwachsstreifen sind vorhanden. Das Schloß hat auf den Steinkernen der linken Klappe eine tiefe Grube vor dem Wirbel und eine tiefe dem Schloßrand parallele Furche hinter dem Wirbel, auf der rechten entsprechend zwei Gruben vor dem Wirbel und zwei Furchen hinter demselben eingeprägt. Eindrücke von weiteren Zahnleisten konnten nicht immer festgestellt werden, was auf den Erhaltungszustand zurückzuführen ist. Die Größe ist ebenfalls geringer als angegeben. Nach den aufgezählten Merkmalen ist es wohl sicher, daß die vorliegenden Gervillien in die Reihe der *polyodonta* gehören. Lepsius trennt *mytiloides* und *polyodonta* nach dem Winkel, den der Schloßrand mit der Längsachse und dem hinteren Schalenrand bildet. Nach den allerdings nur rohen Messungen, da der Erhaltungszustand genauere nicht erlaubt, beträgt ersterer zwischen 20 und 30°, letzterer zwischen 120 und 150°. Infolgedessen liegen beide Arten durch Übergänge verbunden vor.

Weniger häufig als die bisher aufgezählten Arten, aber in guten Exemplaren, kommen vor:

6. *Pseudomonotis Telleri* Bittner.
7. *Pseudomonotis* aff. *Telleri* n. sp.;

wie sie Salomon in der Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft beschreibt und abbildet. (**52**. 1900. p. 348—359.) Von beiden wurden nur rechte Klappen gefunden. Auch 3 linke Klappen von *Pseudomonotis*-Arten in sehr wenig guter Erhaltung sind unter dem Material vertreten; doch müssen diese wahrscheinlich zu *Pseudomonotis hinnitidea* Bittn. und *Ps. inaequicostata* Ben. gestellt werden, da sie deutlich gerippt sind.

Weiter fand sich noch in je einem Exemplar ein *Pecten*, vielleicht *P. tirolicus* v. Witt., und *Mytilus eduliformis* v. Schl.

Nach den aufgezählten Fossilien dürfte die Stellung der in Frage kommenden Schichten nicht mehr zweifelhaft sein. *Pseudomonotis Telleri* Bittn. wird nämlich von Frech als Leitfossil für die oberen Campiler Schichten angegeben und dazu würden auch die anderen gefundenen Zweischaler passen.

Wir haben jetzt also auch in den westlichen Süd-Alpen die aus den Ost-Alpen längst bekannten „Myophorienbänke" des oberen Röt nachgewiesen.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

1. Dezember 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg.
E. Koken †, in Tübingen.
Th. Liebisch in Berlin.

1912. No. 23.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Bemerkungen über die Kare der Rhön und die Entwicklung von Karen im allgemeinen.

Von **H. Philipp.**

Mit 5 Textfiguren.

Einwendungen, die von B. Dietrich[1] und in den letzten Tagen von Bücking[2] gegen meinen Nachweis von Glazialerscheinungen in der Rhön[3] erhoben worden sind, geben mir Veranlassung zur Erwiderung[4] und zu einigen allgemeinen Bemerkungen über Karentwicklung, namentlich hinsichtlich der interessanten Darlegungen Salomons[5] über Karbildungen in seinem großen Adamellowerk.

Ich hatte mich in der oben zitierten Arbeit dahin ausgesprochen, daß die auffallenden Einsenkungen mit rückwärtiger steil ansteigender Lehne am Abhang des Pferdskopfes und der Eube (Ausläufer der Wasserkuppe) als Kare aufzufassen sind und daß ferner eigenartige, lang gezogene Blockanhäufungen, die sich von diesen Karen abwärts ziehen, sowie Blockwälle, die sich riegelartig in der unmittelbaren Umgebung des Guckaihofes quer zum Tal stellen, als Glazialerscheinungen gedeutet werden müssen. Da sich Bücking, soweit es sich um eine Widerlegung meiner Auffassung handelt, wesentlich mit den Ausführungen Dietrich's identi-

[1] B. Dietrich, Zur Frage der Glazialerscheinungen in der Rhön. Zeitschr. f. Gletscherkunde. 4. 1911. p. 68—72.

[2] H. Bücking, Die sogen. Glazialerscheinungen in der Rhön. Petermann's Geogr. Mitt. 1912. Augustheft p. 82—83.

[3] H. Philipp, Über Glazialerscheinungen in der Rhön. Zeitschr. f. Gletscherkunde. 3. 1900. p. 286—296.

[4] Die Ausführungen von W. Hartung (Das Rhöngebirge nach Entstehung und Oberflächengestaltung. Marburg 1912. p. 102—162) beweisen eine solche Unkenntnis der einfachsten Glazialerscheinungen, speziell der Karbildung, und die Gegenbeweisführung ist so oberflächlich, daß sich ein Eingehen für mich erübrigt. Nur sollte doch der Herr Verf. etwas vorsichtiger sein mit Sätzen wie: „Ich stand von vornherein dieser Arbeit, die nicht den Eindruck großer Gründlichkeit macht, mit einigem Mißtrauen gegenüber".

[5] W. Salomon, Die Adamellogruppe. Abh. k. k. geol. Reichsanst. 21. p. 461—466.

fiziert und „wie dieser die Philipp'schen Kare für Erscheinungen ansehen [muß], die durch Bergstürze und ungleichmäßiges Abgleiten der Schuttmassen . . . veranlaßt worden sind", so wird es genügen, wenn ich mich sachlich mit den Einwänden bezw. Deutungen Dietrich's befasse. Nur zu zwei Punkten der Bücking-schen Notiz muß ich Stellung nehmen. Daß ich eine abgerutschte „Wellenkalkscholle" mit einem echten Moränenwall von Basaltblöcken verwechsle, wird mir Herr Bücking im Ernst nicht zutrauen. Es handelt sich an der fraglichen Stelle natürlich um die großen Basaltblöcke, die auf dem Muschelkalk liegen [1], und die ja auch von Bücking in seiner eigenen Karte dicht daneben eingetragen sind; auch habe ich bei der speziellen Beschreibung dieses Vorkommens (p. 294) nicht von einem „echten Moränenwall", sondern von einer Blockzone gesprochen, wenn ich auch an einer späteren Stelle die Gesamtheit der am Guckai auftretenden Blockstreifen und -wälle als echte Moränenwälle bezeichnet habe, weil sie meiner Überzeugung nach nur glazialen Ursprungs sein können. Dieses „Versehen", das, wenn es wirklich bestanden hätte, wohl eine etwas kräftigere Bezeichnung verdient hätte, besteht also, ich kann wohl sagen selbstverständlich nicht; mich aber vor meiner Veröffentlichung, die sich in erster Linie mit den Karen befaßt, an Herrn Bücking zu wenden, lag kein Anlaß vor, da meine Beobachtungen im Jahre 1908 gemacht wurden, Bücking [2] aber noch kurz vorher im Jahre 1907 geschrieben hatte: „Welche Bedeutung den beiden Vertiefungen am Südabhange des Pferdskopfes und einer ähnlichen Senke am Nordabhange des Berges zukommt, ist noch unbekannt", und wie aus seiner Erwiderung (p. 82) hervorgeht, war zu diesem Termin die geologische Aufnahme des Pferdskopfes und der Eube „schon lange vorher" von ihm abgeschlossen. Wenn mir im übrigen Herr Bücking in der kurzen Erwiderung an zwei Stellen entgegenhält, daß ich auf die Beobachtungen nur 2 Tage verwandt habe, und schreibt, daß diese „selbst für einen geübten praktischen Geologen" nicht ausreichen, „um sich ohne Hülfe einer geologischen Spezialkarte von den tektonischen Verhältnissen ein klares Bild zu verschaffen", so verweise ich zunächst darauf, daß ja unmittelbar vor meinem Besuch die vorerwähnte Arbeit Bücking's mit dem detaillierten Profil vom Pferdskopf erschienen war, an deren Hand, mir persönlich wenigstens, die Orientierung keine Schwierig-

---

[1] Tagebuchnotiz vom 13. X. 1908 über diese Stelle: „Der aus Muschelkalk bestehende Rücken südwestlich neben dem Weg ist mit großen Basaltblöcken bedeckt."

[2] H. Bücking, Über die Phonolithe der Rhön und ihre Beziehungen zu den basaltischen Gesteinen. Sitzungsber. d. k. preuß. Akad. d. Wiss. 1907. **36**. p. 676.

keit bereitet hat, namentlich da das Profil manche Einzelheiten viel schärfer hervortreten läßt als die Spezialkarte; dann aber möchte ich doch betonen, daß meines Erachtens die Zeit, die man zur Lösung eines Problems braucht, als Maßstab für die Beurteilung der Richtigkeit des Resultates nicht in Betracht kommt.

Ich komme nun zu den Bemerkungen DIETRICH's, denen sich ja, wie eingangs erwähnt, BÜCKING im großen und ganzen anschließt. Nach ihm soll es sich am Pferdskopf nur um Bergstürze mit noch sichtbaren Abrißflächen handeln, bedingt durch die raschere Rückwitterungsmöglichkeit des oberen, stark abgesonderten Basaltes über dem leicht zerstörbaren Tuff, der seinerseits wieder vom Basalt unterlagert wird. Gegen eine solche Rückwitterung ist im allgemeinen nichts einzuwenden, ich habe selbst gerade auf diese für die Rückwitterung günstigen Verhältnisse hingewiesen, nur wird hier ganz übersehen, daß die normale Rückwitterung an Steilwänden horizontal lagernder Schichten längs einer geraden Linie vorwärts schreitet und daß zweitens die Schuttmassen unmittelbar am Fuße der Rückwitterungsflächen abgelagert werden und den Fuß der Wand als weit hinziehendes Schuttband verhüllen, in keiner Weise aber die Formen erzeugen, die mit dem Namen Kar belegt werden, auf dessen genaue Definition ich noch zurückkomme. Das Charakteristische der in Frage stehenden Formen am Pferdskopf ist gerade das nischenförmige Zurückwittern und die Tatsache, daß die schüsselförmige Fläche vor der Steilwand, der Karboden, frei ist von Blockmassen, abgesehen von ganz jugendlichen Abstürzmassen. Diese spezifischen Formen erklärt nun DIETRICH folgendermaßen: „Die größte Zerstörungsarbeit wird an der Übergangsstelle von dem Tuff zu dem unteren Basalt[1] geleistet werden. Dort sammeln sich die Wasser und veranlassen in letzter Instanz den Verfall des überliegenden Tuffs und Basaltes; aber dort greifen sie naturgemäß auch den unteren Basalt an“ [1]. Dann muß uns DIETRICH aber erst erklären, in welcher Form denn dieser untere Basalt angegriffen wird! Ganz abgesehen davon, daß von einem Hervortreten des Wassers am Boden der Kare überhaupt nichts zu sehen ist (vergl. auch die Spezialkarte), welche kräftige Wirkung müßte dazu gehören, hier in dem Basalt eine Vertiefung, wie sie DIETRICH in seinem Profil gezeichnet hat, hervorzurufen[2]. Erodierende Wirkung abwärts stürzenden Wassers ist ausgeschlossen, an Lösung ist ebenfalls nicht zu denken; es bliebe dann vielleicht noch eine intensivere Verwitterung und Vergrusung. Welches Medium hätte dann aber den Verwitterungsschutt herausschaffen und hierdurch die Schüsselform erzeugen sollen, wenn nicht eben wieder das Eis!

[1] von mir gesperrt.

[2] Das Becken des östlichen Pferdskopfkars hat einen Durchmesser von ca. 100 m!

Weiter schreibt Dietrich: „Durch das Abstürzen einer bedeutenden Basaltdeckschicht wird an der betreffenden Stelle der Zerstörung vorgearbeitet, eine Aushöhlung geschaffen, d. h. durch einen schwachen Bogen der Rückwand das Bild eines Kars um so mehr vorgetäuscht." Wenn aber hier zunächst ein Bergsturz der oberen Basaltschicht stattfand, so muß doch unterhalb, also gerade an der Stelle der jetzigen Vertiefung (Karboden) an der Basis der Tuffe eine starke Akkumulation stattgefunden haben, während, wie ausdrücklich hervorgehoben wurde, an der Stelle des Karbodens das von oben gestürzte Basaltmaterial fehlt und sich vielmehr an den Seiten und den Außenrändern desselben findet! Dietrich wendet sich dann gegen die Kare an der Eube: „Während sich am Pferdskopf eine Vorstufe . . . bilden konnte, weil unter dem Tuff ein stark widerständiges Gestein (nämlich Basalt) lag, fehlen hier die Vorbedingungen." Dies ist keineswegs der Fall, denn es tritt unter dem Tuff, wie die Karte von Bücking zeigt, genau ebenso wie am Pferdskopf der untere Basalt auf und nicht Muschelkalk, wie Dietrich schreibt. Wenn dann weiterhin Dietrich sich mit den eigentümlichen Blockstreifen, die gegen den Guckaiboden herabziehen, beschäftigt und meint, sie seien aus einem gleichförmigen Schuttmantel durch Wassererosion herausgearbeitet, so setzt er wiederum eine Wassertätigkeit voraus, zu der absolut die Prämissen fehlen, nämlich das Vorhandensein irgendwelcher stärkeren Wasseradern, die aus der Richtung der Kare doch herabkommen müßten. Es beruhen somit die Ausführungen Dietrich's, sowohl seine Einwände als seine Erklärung, auf unmotivierten, mit den wirklichen Verhältnissen nicht im Zusammenhang stehenden Behauptungen, die keineswegs imstande sind, das Problem zu fördern.

In erster Linie wäre Herr Dietrich als spezieller Morphologe den Nachweis schuldig, daß diese Einsenkungen rein morphologisch der Definition der Kare nicht entsprechen. Die Definition eines Kars nach Penck [1] ist folgende: „Nischenförmige Einbuchtung der Gebirgshänge, welche sich . . . . in die Gebirgskämme drängt, aber sich nicht in die Täler fortsetzt, sondern isoliert gewöhnlich nahe den Scheidelinien gelegen ist." „Die Öffnung der Kare liegt mitten im Gebirgsgehänge, hoch über der Sohle des benachbarten Tales, zu welchem sich von ihnen nur unbedeutende Wasserrinnen hinabzuziehen pflegen. Dabei ist bemerkenswert, daß benachbarte Kare meist übereinstimmende Sohlenhöhe haben."

E. de Martonne [2] präzisiert noch schärfer und gibt als Charakteristika an: A) Profil transversal en U, profil longitudinal

[1] A. Penck, Morphologie der Erdoberfläche. II. 1894. p. 305.

[2] E. de Martonne, Annales de géographie. **10**. 1901. p. 12. Compte rendu de la IX. sess. congrès géol. intern. 1903. **2**. p. 694. Bull. soc. géol. de France. III. série **28**. 1900.

en escalier. B) Lignes de plus grande pente des escarpements convergeant non vers un point unique mais vers une ligne de rupture de pente, qui entoure un fond plat ou déprimé. C) Allure générale des courbes de niveau complètement différente de celles qu'on observe dans les vallées ordinaires: courbes carrées [weit geschwungen!] dans les creux (cirques), et à angles aigues dans les reliefs (crêtes qui les separent). D) Indépendance du tracé des cours d'eau de celui des courbes de niveau.

Mit beiden Definitionen stimmen die Formen der relativ einfach gebauten Kare am Pferdskopf überein. Sie finden weiterhin ihr völliges Anologon in den von Martin Schmidt[1] so genau untersuchten Karen in der Umgebung von Freudenstadt im Schwarzwald mit ihren charakteristischen Zangenwällen und in direkt auffallender Weise erinnern die Pferdskopfkare an das Bild der Kare am Volujak (Herzegowina), das Richter[2] abbildet, wenn es sich dort auch um viel größere Dimensionen handelt.

Sind also typische Kare ein Beweis für ehemalige Vergletscherung, so ist dieser auch für die Rhön erbracht!

Die zweite Frage betrifft die von den Karen abwärts ziehenden Blockstreifen. Auf verschiedene Erklärungsmöglichkeiten hatte ich bereits hingewiesen. Wenn Dietrich bezüglich der wohl wahrscheinlichsten schreibt: „Die Vorstellung, daß diese Wälle Stirnmoränen von Gletschern darstellen sollen, die aus den Pferdskopfkaren kommen, ist dem Verfasser (Dietrich) unmöglich, da die Wälle rechtwinkelig zu den Karen liegen .... Dazu kommt die Struktur der Wälle, die keinerlei Ähnlichkeit mit der gewöhnlichen Moränenstruktur aufweist, das Fehlen jeglicher Schrammen auf anstehendem oder verfrachtetem Material und die absolut eckige Gestalt der Gesteinstrümmer", so beweist dies meines Erachtens nur, daß Dietrich keine richtige Vorstellung hat von der Art und Weise, wie Kargletscher des hier anzunehmenden Typus arbeiten. Diese kleinen Kargletscher und Firnflecken, wie sie in der Rhön existierten, arbeiten ja doch, so paradox das scheinbar klingt, wesentlich passiv, indem sie das durch Rückwitterung auf das Eis bezw. Firn niederfallende Material über sich hinweggleiten lassen, bis es vor dem Kargletscher seinen Ruhepunkt findet und nun zu einem bogenförmigen Endmoränenwall sich akkumuliert, oder aber einen langgestreckten Schuttstreifen bildet, der sich talabwärts zieht, je nachdem das Terrain vor dem Kargletscher eben bezw. flach gewölbt oder steil geböscht sich abwärts senkt. Dieser Vorgang läßt sich in den Alpen überall beobachten. Ich habe

[1] M. Schmidt, Über Glazialbildungen auf Bl. Freudenstadt. Mitt. geol. Abt. d. kgl. württ. Stat. Landesamt. 1907. p. 15—16.

[2] E. Richter, Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Peterm. Mitt. Erg.-H. 132. 1900. Taf. 1.

eine ganze Reihe solcher kleinen isolierten Kargletscher in der Umgebung der Grimsel untersucht und habe jedesmal das fast völlige Fehlen von Untermoräne, dagegen die Ernährung der Endmoräne durch die über den Firn herabsausenden eckigen Gesteinsfragmente konstatiert. Es erfolgt also die Bildung solcher Karendmoränen wesentlich anders, als bei einem normalen Gletscher, und eine glaziale Abrundung oder das Auftreten von Schrammen an den Blöcken kann überhaupt nicht erwartet werden. Ich möchte Dietrich in dieser Hinsicht auf zwei Sätze eines speziellen Karkenners, de Martonne, hinweisen. Dieser schreibt[1]: „Les glaciers locaux (gemeint sind die Kargletscher) sont, on le sait, très pauvres en moraine de fond, si même ils n'en manquent pas presque totalement“ und[2] „Dans aucune (des moraines des Karpathes méridionales) on n'a trouvé de blocs striés. On n'a donc pas affaire à la moraine de fond, mais seulement à des moraines frontales et latérales.“ „Les moraines[3] frontales et latérales sont reconnaissables à leur composition qui est celle d'un amas confus de blocs et de cailloux anguleux de grosseur très diverse“ u. f. Sobald die kleinen Kargletscher am Pferdskopf und an der Eube sich in einem gewissen Maximalstadium bis an den vorderen Rand der Karnische erstreckten, so mußte von dieser Stellung aus alles über den Firn oberflächlich abwärts gleitende Material in einem langen, longitudinal gerichteten Streifen sich talwärts ziehen. Diese Bildung entspricht also genetisch vollkommen einer Stirnmoräne, nur daß die Blöcke nicht sofort am Stirnrand liegen blieben, sondern infolge der topographischen Verhältnisse und durch ihre lebendige Kraft sich linear radial zum Karrand ausbreiteten.

Hiermit dürften die Einwendungen, daß es sich bei den Einsenkungen und Blockwällen am Abhang der Eube und des Pferdskopfes nicht um echte Glazialbildungen handelt, zurückgewiesen sein[4]: eine andere Frage ist es, welcher Gruppe von Karen diese Rhönkare zuzuweisen sind.

---

[1] de Martonne, Contributions à l'étude .... Bull. soc. géol. p. 287.

[2] Desgl. p. 286.

[3] Desgl. p. 287.

[4] Nach Niederschrift der vorstehenden Zeilen hatte ich Gelegenheit, das Gebiet der Wasserkuppe nochmals zu besuchen. Mein Begleiter, Herr Dr. Praesent, Assistent am Geographischen Institut in Greifswald, der im vergangenen Jahre unter Leitung von W. M. Davis speziell Kare in Wales und in den Alpen studiert hat, bestätigte die Natur der Glazialerscheinungen in der Rhön in vollem Umfang und wird auf meine Bitte die Kare an der Eube genauer aufnehmen, als es mir seinerzeit möglich war. Bei unserer gemeinsamen Begehung konnten wir an der Eube mindestens vier Rückzugsstadien verfolgen, jedes deutlich durch Karboden bezw. Endmoränenwall charakterisiert. Ferner ließ sich das Vorhandensein eines scharfen Mittelmoränenrückens zwischen den beiden Eubekargletschern in der Fortsetzung des die beiden Hauptkare

In letzter Zeit hat sich SALOMON[1] in seinem großen Adamellowerk wieder eingehender mit Karbildungen beschäftigt und hat die Kare eingeteilt in zwei Gruppen, die Karembryonen und die Kare vom Möselestadium. Es entspricht der erstere Typus den Karen, bei denen wesentlich die Rückwitterung der Wände, also die Nischenbildung in den Vordergrund tritt, ein Stadium, das SALOMON auch als RICHTER'sches Stadium bezeichnet. Die volle Entwicklung von diesem „Karembryo" zum Kar soll nach SALOMON erst sich im Möselestadium vollziehen. Dabei versteht SALOMON offenbar unter voll entwickelten Karen solche, bei denen es zur Vertiefung des Karbodens, zur Bildung einer eingesenkten Karwanne in den anstehenden Fels kommt. Dieser Übergang vom Karembryo zum vollentwickelten Kar soll sich vollziehen durch Sinken der Firngrenze: „Die Karembryonen werden Firnsammelbassins größerer Gletscher und .... die Rückwitterung der Wände hört auf. Dafür beginnt aber jetzt kräftige Gletschererosion im Kargrunde. Der schräge Boden wird mehr und mehr eingeebnet und erhält bei hinreichender Dauer des Möselestadiums Beckenform, die alte Moräne wird hinausgetragen und entfernt." Es fragt sich nun, ob diesem ausgekolkten Boden wirklich eine solche Bedeutung zukommt, daß er erst den Typus des Kars gewissermaßen vollendet, und zweitens, ob diese Bildung sich tatsächlich als eine Weiterentwicklung im sogenannten Möselestadium auffassen läßt. Mir persönlich scheint der Auskolkung am Boden des Kares hier eine etwas zu große Bedeutung beigemessen zu sein, namentlich wenn man berücksichtigt, daß ja von vornherein alle die Fälle ausgeschieden werden müssen, wo die Vertiefung nur eine Folge des Abschlusses nach außen durch eine Stirnmoräne ist, und dies dürfte wohl ein großer Teil der Kare mit eingesenktem Boden sein. Ich möchte diese Eintiefung des Bodens nicht für etwas Wesentliches, sondern für ein Akzessorium halten, bedingt durch die petrographische Beschaffenheit des Untergrundes, wobei nicht nur an einen Wechsel des Gesteins, sondern auch an die Verschiedenheit der Klüftung und Klüftbarkeit zu denken ist. Welch große Rolle die beiden letzteren bei der selektiven Gletschererosion spielen, hat SALOMON ja selbst bei Besprechung der

---

trennenden Rückens gegen außen feststellen. Die von der Eube und dem Pferdskopf hinunterziehenden Blockanhäufungen sind als Endmoränen der von beiden Gipfeln ausgehenden Kargletscher aufzufassen, wie ich es vorstehend (p. 710) beschrieben habe.

Stellt das östliche Pferdskopfkar den Typus eines einfachen Kares dar, so ist das Eubekar direkt ein Schulbeispiel für die Teilung eines größeren Kares in zwei koordinierte Kare und für deren Weiterentwicklung in einer Reihe von Rückzugsetappen, wie wir es schöner wohl nirgends in unseren deutschen Mittelgebirgen kennen.

[1] SALOMON a. a. O.

Tal- oder Karstufen [1] eingehend dargelegt. Auch aus den näheren Ausführungen de Martonne's [2] geht hervor, daß solche Vertiefungen wohl vorkommen können, daß sie aber nicht wesentlich sind, und er betont, daß solche Vertiefungen oft nur scheinbar sind: „on a souvent l'impression même si ce n'est pas le cas, que le fond en est plus bas que le rebord extérieur". Dementsprechend habe ich auch bei zahlreichen Karen im Umkreis der Grimsel keinerlei Vertiefung, dagegen in der Regel einen ziemlich schräg abwärts geneigten Boden der Kare gefunden. Wichtiger ist die andere Frage: Kann denn überhaupt beim Übergang von einem „Karembryo" zum „Möselestadium", also bei zunehmender Vereisung, die Karform akzentuierter werden, wie Salomon annimmt, oder

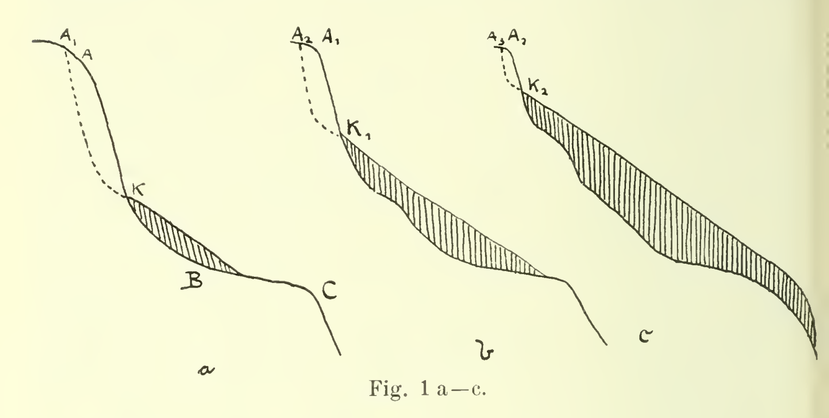


Fig. 1 a—c.

wird nicht vielmehr die Form des primären Kares in dem Maße zerstört, als die Vereisung vorschreitet?

Es sei ausgegangen von der Annahme, daß in einer Nische, eventuell einem in einem früheren Vereisungsstadium vollentwickelten Kar, sich ein kleiner Kargletscher oder Firnfleck angesiedelt habe (Fig. 1 a) und im Salomon'schen Sinne als Karembryo, also wesentlich durch Rückwitterung tätig ist. Dann wird die Karwand bei stationärer Ausdehnung des Eises bis zu einem gewissen, durch die Gesteinsbeschaffenheit bedingten Böschungswinkel zurückwittern können (punktierte Linie A_1 K) [3]. Nimmt jetzt die Vereisung zu, so wächst aufwärts der Kargletscher über die Kante bei K hinaus und es muß dann oberhalb der Firnfläche zu einer weiter zurückgreifenden Rückwitterungsfläche $A_2 K_1$ und zu einer neuen Kante bei K_1 kommen, während die erste Kante K an Schärfe einbüßt (Fig. 1 b). In dem Maße, wie nun dieser Prozeß fortschreitet

[1] a. a. O. p. 466—472.

[2] Bull. soc. géol. de France, a. a. O. p. 296—297.

[3] Über die Kante bei K, vergl. auch Richter a. a. O. p. 8.

(Entwicklung des SALOMON'schen Möselestadiums, Fig. 1 c), wird nun aber eines der wesentlichen Charaktere des Kars, die durch Rückwitterung entstandene steile Rücklehne, immer mehr zerstört. Ferner wird bei weiterer Zunahme die ursprüngliche Nische sehr bald durch Eis und Firn völlig ausgefüllt sein und der Eiskörper sich über deren unteren Rand talwärts als Hängegletscher erstrecken, so daß auch die Kante am Ausgang des Karbodens ihre charakteristische Schärfe verlieren muß. Daß in diesem Stadium der fortschreitenden Vereisung die Erosion am Boden des Gletschers zunimmt, soll dabei keineswegs bestritten werden[1], im Gegenteil, sie wird mit der Zunahme der Eismassen verstärkt und es tritt an Stelle der passiven Wirksamkeit die aktive am Untergrund und an der Seite. Anderseits aber wird die von SALOMON betonte beckenförmige Eintiefung um so mehr eine zufällige werden, als ja, wie wir gesehen haben, die Steilheit der Wand gegen rückwärts immer mehr abnehmen muß. Ob diese allmählich mit dem Boden verschmelzende Wand im Endstadium dann in gewissen Stufen ansteigt, oder mit gleichmäßigem Gefälle, wird, abgesehen von den petrographischen Verhältnissen des Untergrundes, davon abhängen müssen, ob die Zunahme der Vereisung in Etappen oder mehr gleichmäßig fortschreitet. Gegen die Karentwicklung im Sinne SALOMON's, also gegen die gesetzmäßige Vertiefung der Böden im „Möselestadium" sprechen auch die folgenden Bilder. Abbildung 2 stammt aus der unmittelbaren Nachbarschaft der von SALOMON wiedergegebenen „Möselestadien" des Finsteraarhornkammes, nämlich vom Abhang der Lauteraarhörner gegen den Unteraargletscher, gesehen vom Pavillon Dollfus. Während hier in der Nordexposition (rechte Bildhälfte) die Kargletscher noch das typische Bild eines „Möselestadiums" zeigen, sind die entsprechenden Gletscher der Südexposition (linke Bildseite) bereits viel stärker geschwunden, ohne Spuren einer Auskolkung am Karboden zu hinterlassen; ebensowenig lassen die oberhalb des Pavillon Dollfus gelegenen Kare des „vorderen Driftgletschers" (Fig. 3), die zweifellos aus dem gleichen Stadium wie die Kargletscher der Lauteraarhörner hervorgegangen sind, eine Auskolkung erkennen, dagegen sehr gut die schräg ansteigenden Böden und die Beschränkung der steilen Rückwitterungslehne auf die Zone unmittelbar über dem oberen Eis- bezw. Firnrand. Ich glaube überhaupt nicht, daß das „Möselestadium" ein Zeichen der fortschreitenden Vereisung ist, worauf ich gleich noch zurückkommen werde. Wesentlich scheint mir vor allem zu sein, daß bei zunehmender Vereisung aus dem passiven Kargletscher der aktive wird und daß bei diesem Prozeß die wohlcharakterisierte Form des Rückwitterungskares immer mehr verschwindet und

[1] Auf dem Schema Fig. 1 absichtlich nicht berücksichtigt.

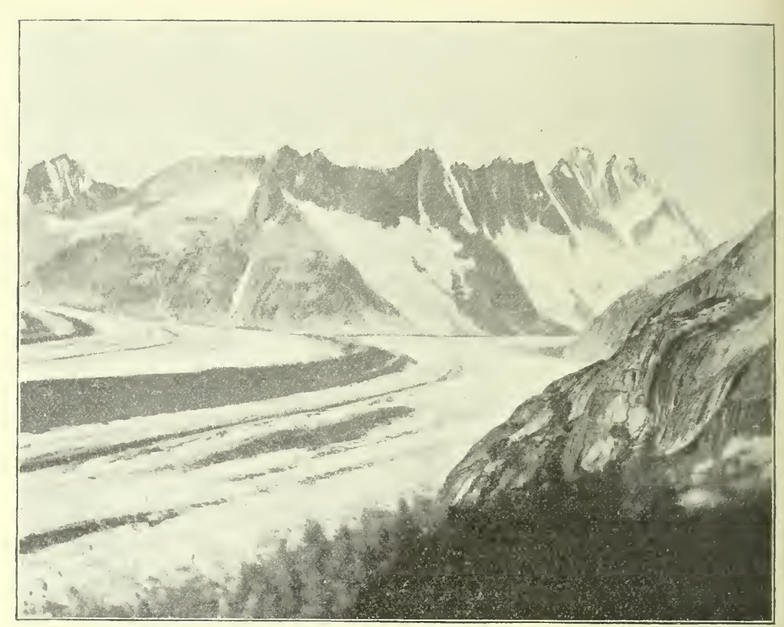


Fig. 2.



Fig. 3.

in eine Form übergeht, die wohl noch nischenförmig in das Gehänge zurückspringt, deren Querschnitt aber von der steilen U-form in die einer flach geböschten Wanne und deren Längsschnitt von der Treppenform in die einer ausgeglichenen Neigung übergeht (Fig. 1 d).

Es sei jetzt umgekehrt ausgegangen von dem Stadium einer maximalen Vereisung vom Inlandeischarakter, also mit völliger Ausfüllung der Täler, und es sei dann die Vereisung so weit zurückgegangen, daß die Täler im zentralen Teil nur noch bis zu einer bestimmten Höhe ausgefüllt werden von einem bereits individualisierten Gletscherstrom, die Talflanken oberhalb dieser Höhe aber noch vom Eis bezw. Firn völlig oder zum größten Teil bedeckt sind, ein Stadium, in dem sich gewisse Teile des mittleren und östlichen Spitzbergens zurzeit befinden.

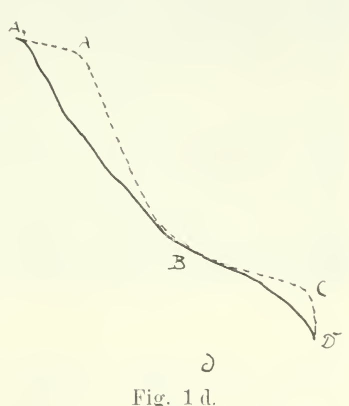


Fig. 1 d.

Es werden alsdann die Talhänge durch das hier senkrecht zur Richtung des Haupttales abwärts strömende Flanken-Eis selektiv in Form flacher Hohlkehlen angegriffen werden müssen, so daß bei fortschreitender Abschmelzung nicht die ganze Talflanke gleichmäßig ausapert, sondern zunächst einige zur Richtung des Tales senkrecht stehende Felsrücken hervortreten, zwischen denen sich in den Hohlkehlen lappenförmige Eismassen bis zu den oberen Talwänden hinaufziehen. Sehr gut ließen sich diese Verhältnisse in Spitzbergen[1] (Fig. 4) beobachten, und es ist überraschend, mit welcher Regelmäßigkeit sich diese zum Hauptgletscher niederziehenden Rippen hier entwickeln können. Ausbildung und Abstände derselben voneinander müssen natürlich abhängen von der Beschaffenheit des Untergrundes, namentlich von seiner Durchklüftung. Diese bastionsartigen, nach dem Schwinden der Gletscher durch Verwitterung modifizierten Nischen geben ja den Abhängen der Tafelberge in Spitzbergen den pittoresken Charakter und finden sich in gleicher Weise in den wenig gestörten Schichten des Carbons, des Mesozoicums und des Tertiärs. Daß dies keineswegs eine Zufälligkeit ist oder eine Beschränkung nur auf horizontal gelagerte Sedimente, das scheinen mir die Anordnungen der Kare in unseren Alpen zu beweisen, die ja gleichfalls oft so regelmäßig aneinandergereiht sind, wie die Perlen an einer Schnur. Mit dem Hervortreten der teilenden Rippen und der Vertiefung der dazwischenliegenden flach zylindrischen

[1] Beobachtungen gelegentlich der Teilnahme an der W. Filchnerschen Vorexpedition nach Spitzbergen. 1910.



Fig. 4.

Nischen wird Hand in Hand gehen das Zurückweichen der Eisbedeckung von den obersten Teilen der Talflanken, und es wird nun hier sofort eine intensive Rückwitterung einsetzen. Es beginnt also jetzt die Entwicklung des Kares (gestrichelte Linien in Fig. 5) aus der primär durch senkrechtes Abwärtsfließen des Eises gebildeten Nische A-B-B_3-C und diese schreitet fort mit zunehmendem Schwinden der Vereisung. (Vergl. den Beginn dieser Entwicklung im Schema Fig. 5.)

So sehe ich denn in dem Bilde der Kargletscher an den Lauteraarhörnern (Fig. 2) nicht die Weiterentwicklung von Karembryonen zu einem Möselestadium, sondern Formen, deren erste Anlage bedingt ist durch den Rückgang einer Inlandvereisung und daraus folgender Differenzierung in den longitudinal arbeitenden Hauptgletscher und die transversal arbeitende Flankenvereisung. Letztere hat sich dann erst bei anhaltender Abnahme der Vereisung zu rückwitternden echten Kargletschern fortentwickelt, im ganz konsequenten Verlauf eines Prozesses, dessen Beginn uns aus den Verhältnissen des zentralen Spitzbergens klar wird.

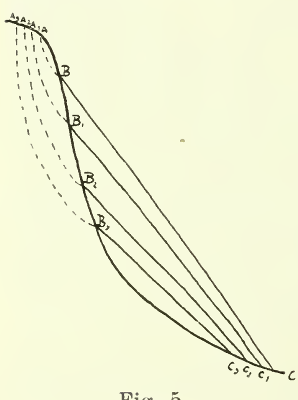


Fig. 5.

Die weitere Frage ist erst die, ob der Boden eines solchen Kares geneigt, eben, oder eingesenkt ist. Dies wird von dem Verhältnis des Hauptgletschers zu den seitlichen Kargletschern abhängen, speziell davon, ob der Ausfluß des Kargletschers noch mit dem Talgletscher

zusammenhängt oder nicht, denn die Erosionsbasis des gegenüber dem Talgletscher doch kleinen Kargletschers wird wesentlich abhängen von dem Oberflächenniveau des Hauptgletschers. Bleibt letzteres konstant, so wird der Kargletscher, solange er noch aktiv seinen Boden kräftig bearbeiten kann, diesen annähernd bis zum Niveau der Oberfläche des Hauptgletschers niedriger legen, d. h. so weit, bis seine Erosionsbasis erreicht ist. Er kann in diesem Falle einen ziemlich ebenen Boden bilden, bezw. dort, wo ihm die petrographische Beschaffenheit günstig ist, diesen auch beckenförmig auskolken. Diese Verhältnisse lassen sich sehr schön auf der vom D. u. Ö. A. V. herausgegebenen Spezialkarte der Venedigergruppe 1 : 50 000 überblicken, beispielweise am oberen Sulzbachgletscher, hier fallen die stark eingeebneten Karböden der östlichen Talflanken deutlich mit der oberen Troggrenze des Talgletschers zusammen. Dort aber, wo die Oberfläche des Hauptgletschers und somit die Erosionsbasis für den Kargletscher konstant sinkt, wird der Kargletscher sein Bett nie bis zur Reife entwickeln können; es muß also der Karboden nach außen geneigt sein und die sich abwärts senkenden Rundhöcker des Karbodens vereinigen sich mit denen des Hauptgletschers. Es wird dann bald das Stadium eintreten, wo die Verbindung mit dem Kargletscher überhaupt aufhört. Dann zieht sich der Kargletscher immer mehr in den Grund seiner Nische zurück. Seine Arbeit durch Rückwitterung wird er dabei bis zum völligen Verschwinden weiter führen, dagegen wird die aktive Tätigkeit an seiner Sohle immer mehr abnehmen. Andererseits wird er nun das obflächlich abgleitende Schuttmaterial nicht mehr auf den Hauptgletscher abladen können, sondern er häuft es vor seinem Außenrand als steilen Schuttkegel, Schuttstreifen oder Endmoränenwall auf. Ferner muß, sobald die Verbindung zwischen Kargletscher und Hauptgletscher unterbunden ist, auch die Rückwitterung des Gehänges zwischen beiden beginnen und es bildet sich unterhalb des Kares eine neue steile Wand heraus. Diese Entwicklung, zu der uns die Verhältnisse in Spitzbergen den Schlüssel geben, können wir in ihren Endstadien in den Alpen überall verfolgen. *Sie führen uns dazu, in den typischen Karen mit steiler Rückwand nicht den Beginn der Entwicklung, nicht Karembryonen, sondern deren Endresultat zu sehen, und es ist vielleicht der allgemeine Schluß berechtigt, daß typische Kare nicht Zeichen einer beginnenden oder fortschreitenden, sondern einer abklingenden Vereisung sind.* Dies ist aber das gleiche Resultat, zu dem ich auf Grund meiner Beobachtung für den Spezialfall der Rhön gekommen bin, ohne mir damals noch des genetischen Zusammenhanges bewußt zu sein, daß nämlich diese typischen Kare am Pferdskopf und an der Eube Rückzugsstadien einer stärkeren

Vereisung oder Verfirnung darstellen, die ursprünglich bis ziemlich tief hinunter in den Guckaikessel gereicht hat.

Auf die Bedeutung dieser Entwicklung für die Querprofile der alpinen ehemals vergletscherten Täler, vor allem hinsichtlich der scheinbar ineinander geschachtelten Trogformen, soll hier nicht näher eingegangen werden.

Greifswald, den 1. September 1912.

Mitteilung über devonische Fossilien von der bithynischen Halbinsel.

Von **Cl. Leidhold** in Straßburg i. E.

Im Frühjahr 1909 verweilte Herr Dr. P. Kessler aus Straßburg zwecks geologischer Studien auf der bithynischen Halbinsel. Die Beobachtungen, die Herr Kessler hierbei machen konnte, hat er in einer kleinen Arbeit in dieser Zeitschrift niedergelegt [1]. Herr Kessler brachte von seinen dortigen Exkursionen u. a. eine größere Anzahl Devonfossilien mit, die er mir zur Bearbeitung freundlichst überließ. Hierfür sowie für eine Anzahl mündlicher Mitteilungen über das Vorkommen der einzelnen Fossilien möchte ich auch an dieser Stelle genanntem Herrn meinen besten Dank aussprechen.

Die devonischen Ablagerungen sind im wesentlichen auf den westlichen Teil der bithynischen Halbinsel beschränkt [2]. In der Nähe des Bosporus bestehen sie außer aus Quarziten, deren stratigraphische Stellung noch nicht völlig gesichert ist, aus Grauwacken und Tonschiefern, zu denen untergeordnet Knollenkalke und Einlagerungen von blaugrauen Kalken treten. Weiter nach Osten gewinnen die kalkigen Schichten immer mehr an Mächtigkeit, während die Tonschiefer und Grauwacken hier zurücktreten. Die von Herrn Kessler gesammelten Devonfossilien verteilen sich hauptsächlich auf drei verschiedene Gebiete. Eine kleine Suite stammt vom Riesenberg (Yuscha Dagh) nördlich von Beikos, ein zweiter Teil vom Berg Bulgurlu, östlich Skutari, und die größte Masse aus den kalkigen Schichten des Gebietes zwischen Pendik, Yakadjik, Maltepe.

Als älteste Gesteine, vielleicht devonischen Alters, werden von Kessler und Endriss [3] Quarzite, quarzitische Sandsteine, Konglomerate etc. angegeben, die, wie die beiden Autoren nachgewiesen haben, unter den fossilführenden devonischen Schichten

[1] P. Kessler, Zum geologischen Aufbau der bithynischen Halbinsel. Dies. Centralbl. 1909. p. 653.

[2] Vergl. die geologische Karte bei K. Endriss, Quer durch die bithynische Halbinsel. Petermann's Mitteilungen. 1910. Heft II. 4.

[3] Vergl. das Profil bei Endriss l. c. Taf. 31. p. 146.

liegen, und nicht darüber, wie FITZNER annahm [1]. Da bezeichnende Fossilien aus den quarzitischen Schichten nicht bekannt sind — Herr KESSLER brachte nur eine *Cruziana* mit —, ist die Stellung dieser Schichten noch nicht gesichert. Das devonische Alter der darüberliegenden Grauwacken und Tonschiefer ist schon frühzeitig erkannt von TSCHIHATSCHEFF, DE VERNEUIL, ROEMER u. a. [2], und auch Versteinerungen daraus angegeben worden. Als hauptsächlichster Fossilpunkt war Kanlydscha [3] bekannt. Herr KESSLER brachte von zwei anderen Stellen, von denen größere Fosslillisten noch nicht existieren, eine Anzahl Versteinerungen mit, und zwar vom Riesenberg (Yuscha Dagh) und vom Berg Bulgurlu. Die geologischen Verhältnisse am Riesenberg sind von GAUDRY [4] und TSCHIHATSCHEFF [5] beschrieben. Die von KESSLER an dieser Örtlichkeit gesammelten Fossilien liegen in dunklen Tonschiefern und Grauwacken, die manchen fossilführenden Bänken im rheinischen Unterdevon sehr ähneln. Auch wie hier sind die Versteinerungen immer als Abdrücke und Steinkerne erhalten und z. T. stark verdrückt. Es kommen folgende Formen vor:

Cryphaeus sp.
Homalonotus sp.
Orthis Gervillei DEFR.
Spirifer cf. *Trigeri* DE VERN.
Stropheodonta explanata SOW.
Chonetes plebeja SCHN.
Chonetes sarcinulata SCHL.
Rhynchonella sp.
Pterinaea Pailleti DE VERN.
Pleurodictyum problematicum GOLD.
Beyrichia Roemeri KAYS.

Der zweite Fundpunkt liegt am Berge Bulgurlu. KESSLER konnte nachweisen, daß die Quarzite etc. hier älter sein müssen als die devonischen Grauwacken. Die Fossilieu stammen vom Ost- und Westabhang des genannten Berges und liegen in einer ockergelben, ausgelaugten Grauwacke.

Es konnten folgende Formen festgestellt werden:

Cryphaeus laciniatus F. R. var. *asiatica* VERN. W. [6]
Orthis Gervillei DEFR. O. W
— *triangularis* MAUR. O.
Chonetes plebeja SCHN. O. W.
— *sarcinulata* SCHLOTH. O. W.
Spirifer subspeciosus VERN. W.
— cf. *Trigeri* VERN. W.
Stropheodonta gigas M'COY. O.
— *interstrialis* PHIL. O.
Ortothetes umbraculum SCHL. O.
Meganteris Archiaci SUESS. W.

[1] R. FITZNER, Forschungen auf der bithynischen Halbinsel. Rostock 1903.

[2] Eine genaue Literaturangabe findet man bei TOULA. Compte rendu de la IX. session du congr. géologique intern. Vienne 1903. p. 185.

[3] E. KAYSER, Devonfossilien vom Bosporus. Beiträge z. Geologie u. Palaeont. Österreich-Ungarns. **12**. Heft 1.

[4] Bull. de la soc. géol. de France. II. série. **11**. p. 13.

[5] Asie mineure. Géologie **1**. p. 506.

[6] Ein „W" bedeutet westlich, ein „O" östlich des Berges Bulgurlu.

Athyris cacracsana Stein. W.
Pterinaea Pailleti Vern. O.
Cypricardinia cf. *crenistria* Sandb. W.
Bellerophon sp. O.
Tentaculites scalaris Schl. W.
Pleurodictyum Constantinopolitanum Roem. O. W.
Zaphrentis sp. O.
Fenestella sp. W.
Beyrichia Roemeri Kays. W.

Eine ähnliche Fauna in gleichem Gestein gibt Kayser von Kanlydscha an (l. c. p. 28). Außer den am Riesenberg und am Bulgurlu vorkommenden Versteinerungen führt Kayser noch folgende näher bestimmbare Arten an:

Spirifer paradoxus Schl.
Cyrtina heteroclita Defr.
Rhynchonella Oehlerti Bayle
Loxonema obliquiarcuatum Sandb.

Man geht wohl nicht fehl, wenn man mit Kayser den devonischen Schichten von Kanlydscha ein jungunterdevonisches Alter zuspricht. Dasselbe dürfte auch für die Grauwacken und Tonschiefer vom Riesenberg und besonders vom Bulgurlu gelten. Den wenigen Formen, die ihre Hauptverbreitung in etwas tieferen Schichten des Unterdevons haben, wie *Pterinaea Pailleti* und *Strophcodonta gigas*, steht die Mehrzahl der Formen gegenüber mit dem Alter etwa der Ems-Stufe. Charakteristisch für die devonischen Alagerungen am Bosporus sind *Pleurodictyum Constantinopolitanum* F. R. und die große *Beyrichia Roemeri* Kays.

Der Rest der Versteinerungen stammt aus dem Gebiet zwischen Maltepe, Pendik, Kartal, Yakadjik. Das fossilführende Gestein ist hier teils eine Grauwacke und Grauwackensandstein, teils sandige Kalke, Kalkmergel und dunkle Kalke. Über die Lagerungsverhältnisse der einzelnen Gesteinsarten zueinander läßt sich schwer etwas sagen, da die Schichten meist stark gefaltet und disloziert sind. Nach Fitzner[1] sollen die dunklen Kalke „von dünngeschichteten Kalken, dunkelgrauen Sandsteinen und sandigen Schiefern" unterlagert werden. Es ist immerhin auffällig, daß am Riesenberg[2] und ebenso bei Kanlydscha[3] die Kalke unter den Schiefern und Grauwacken liegen. Die Fauna der einzelnen Fundpunkte des Gebietes von Pendik—Kartal—Yakadjik zeigt einigen Unterschied. Ich gebe zunächst eine Fossilliste aus den kalkigen Schichten von Pendik und Kartal. Von dort liegen mir folgende Formen vor:

Cryphaeus laciniatus F. R. var. *asiatica* Kays. K.[4]
Cryphaeus stellifer Burm. K.
— *callitcles* Green. P.

[1] l. c. p. 149
[2] Gaudry, l. c. p. 14.
[3] P. de Tschihatscheff, Asie mineure. Géologie. 1. p. 518.
[4] Ein „K" bedeutet Kartal, „P" Pendik.

Homalonotus sp. P.
Phacops Potieri Bayle. P.
Orthis Gervillei Defr. K. P.
— *fascicularis* Oehl. P.
— *opercularis* Kays. P.
— *Trigeri* de Vern. P.
Spirifer paradoxus Schl. P. K.
— *subspeciosus* Vern. P.
— *Davousti* Vern. K.
— cf. *arduennensis* Stein. K.
Rhynchonella cf. *fallaciosa* Bayle. K.
Uncinulus sp. K.
Chonetes plebeja Schnur. P.
— *sarcinulata* Schl. P
Orthothetes umbraculum Schloth. K.
Leptagonia rhomboidales Wahl. K.
Centronella Guerangeri Vern. K.
Athyris concentrica v. B. P.
Pterninaea Pailleti Oehl. K.
Trochoceras Barrandei Vern. K.
Orthoceras Stambul Vern. K.
Orthoceras sp.
Zaphrentis sp. K.
Cyatophyllum sp.
Amphipora cf. *ramosa* Goldf.
Pleurodictyum Constantinopolitanum Roem. P.
Favosites polymorpha Goldf. K.
Tentaculites scalaris Schloth.
Beyrichia Roemeri.

Schon Verneuil nud Kayser haben auf die große Ähnlichkeit der Fauna von Pendik—Kartal mit der des französischen Unterdevons hingewiesen. Nach dem mir zur Verfügung stehenden Material kann ich mich dieser Ansicht nur anschließen. Auch ich möchte die Fauna in die nächste Nähe des höheren Unterdevons stellen. Wir haben also sowohl am Bulgurlu als auch in einem Teil des Gebietes von Pendik—Kartal Schichten jungunterdevonischen Alters, mit dem Unterschied, daß an der ersten Örtlichkeit die Fauna an Grauwacken und Tonschiefer, bei Pendik mehr an kalkige Schichten gebunden ist und daß sich gleichzeitig mit der kalkigen Fazies auch häufiger Korallen, Orthoceraten etc. einstellen.

Eine andere interessante kleine Fauna liegt mir von Yakadjik vor. Es wurde hier zufällig an der Straße nach Kartal ein Graben ausgehoben, aus dessen Abraum Herr Kessler eine Anzahl Versteinerungen sammeln konnte. Die Fossilien liegen auch hier in kalkigen Schichten. Es sind im wesentlichen folgende Arten:

Cryphaeus stellifer Burm.
Trochoceras nov. sp. I.
Trochoceras nov. sp. II.
Trochoceras sp.
? *Gyroceras* sp.
Orthoceras sp. div.
Loxonema cf. *Roemeri* Kays.
Loxonema sp.
Raphistoma cf. *disciformis* Tschernitsch.
Oriostoma princeps Oehl.
Pleurotomaria sp.
Hercynella nov. sp.
Bellerophon aff. *striatus* Bronn.
Spirifer Trigeri Vern.
Stropheodonta Sowerbyi Barr.
Athyris concentrica v. B.
Rhynchonella cf. *nympha* Brde.
Cornulites sp.
Spirorbis omphalodes Goldf.
Jschadites sp. ex aff. *Murchisoni* Eichw.
Aulopora serpens Goldf.
— cf. *tubaeformis* Goldf.
Beyrichia Roemeri Kays.

Die Fauna erhält durch das Vorkommen böhmischer bezw. russischer Formen wie *Hercynella, Trochoceras, Raphistoma* ein gewisses Interesse. Über das Alter der in Frage stehenden Schichten möchte ich mich noch nicht definitiv äußern, zumal eine Anzahl Formen neue Arten sind und hierdurch eine Parallelisierung erschwert wird.

Hermann [1] hat aus dem Vorkommen von *Pentamerus pseudoknighti* zusammen mit *Favosites, Heliolites* und *Halysites* geschlossen, daß die diese genannten Formen einschließenden Kalke der Gegend von Kartal an die Basis des Unterdevons zu stellen seien [2]. Ich möchte geneigt sein, die Fauna von Yakadjik nicht hierher zu stellen, sondern ihr lieber eine Stellung in der Nähe des höheren Unterdevons anzuweisen. Eine endgültige Lösung dieser Frage kann erst an Hand eines größeren Fossilmaterials entschieden werden. Das Auftreten russischer bezw. böhmischer Formen im Devon des Bosporus ist übrigens nicht überraschend, nachdem bereits Frech [3] auf Grund palaeogeographischer Untersuchungen zu dem Resultat gekommen war, daß die Meeresverbindung zwischen dem altai-uralischen Becken und dem westeuropäischen Becken zur Unterdevonzeit „etwa in der Gegend des heutigen Pontus, Bosporus und der Balkanhalbinsel anzunehmen sei".

Es liegen mir noch einige wenige Fossilien von anderen Lokalitäten vor, die ich hauptsächlich aufführe, um die Aufmerksamkeit auf die betreffenden Fundpunkte zu lenken: Von Karakoi *Spirifer fallax* Gieb., *Spirifer subspeciosus* Vern.; von Soghanly *Leptaena rhomboidales* und einige andere nicht bestimmbare Reste; ebenso von Karabasch [4] mehrere verdrückte Trilobiten *(Proteus?)*; von Hereke [5] eine *Beyrichia*.

Im ganzen konnten 63 verschiedene Arten festgestellt werden. Hierzu kommen von den 36 Formen, die Kayser angeben konnte, noch hinzu: Von Pendik—Kartal *Aphyllites* sp., *Styliolina* sp., *Aviculopecten* sp., *Rhynchonella subwilsoni* d'Orb. Von Kanlydscha *Loxonema obliquiarcuatum* Sandb., *Pterinaea* aff. *lineata* Goldf., *Cyrtina heteroclita* Defr., *Anoplotheca* sp.

Eine eingehende Beschreibung der von Herrn Kessler mitgebrachten Fossilien hoffe ich in Kürze geben zu können.

---

[1] F. Hermann, Über das Auftreten der Gattung *Halysites* im tiefen Devon am Bosporus. Dies. Centralbl. 1911. p. 774 ff.

[2] Es drängt sich hierbei die Frage auf, in welchem Verhältnis nun diese Kalke zu den eingangs erwähnten quarzitischen Schichten stehen, die nach Kessler und Endriss am Bulgurlu ebenfalls unter typischem Unterdevon liegen.

[3] Lethaea palaeozoica. p. 235 ff.

[4] Die genannten drei Örtlichkeiten liegen in der Nähe des Gebietes von Maltepe—Kartal—Pendik.

[5] Hereke liegt weiter im Innern des Landes.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

17. Zur Kenntnis von Alunogen (Keramohalit) und Halotrichit.

Von **J. Uhlig** in Bonn.

Den Ausgang der vorliegenden Arbeit bildete die Untersuchung eines neuen gemengten Vorkommens von Halotrichit und Alunogen aus Neuseeland, welches am Schluß der Arbeit genauer behandelt wird. Da hierbei ziemlich verwickelte Verhältnisse vorlagen, wurde zum Vergleich die Untersuchung einiger im Bonner Museum vorhandener Stufen der oben genannten Mineralgruppe vorgenommen, welche mehrfach neues Licht auf diese zu werfen scheint. Die letzteren Untersuchungen sind im ersten Teil der Arbeit vorweggenommen, zugleich mit einigen Bemerkungen über die wahrscheinliche chemische Zusammensetzung der Sulfate.

Die Bezeichnung „Alunogen“ verdient als die ältere, von Beudant[1] herrührende, den Vorzug vor dem gewöhnlich in den deutschen Lehrbüchern verwendeten Namen „Keramohalit“ und soll deshalb auch hier ausschließlich gebraucht werden. Für Alunogen geben die Lehrbücher gewöhnlich die Zusammensetzung $Al_2(SO_4)_3 \cdot 18\,H_2O$ an, nur Dana[2] (a. a. O. 958) erwähnt auch ein Vorkommen von der Zusammensetzung $Al_2(SO_4)_3 \cdot 16\,H_2O$. Offenbar stützen sich die Lehrbücher dabei vorwiegend auf die älteren Analysen, wie sie besonders in Rammelsberg's Handbuch der Mineralchemie 1860, S. 270 zusammengestellt sind, und von denen in der Tat ein Teil auf die Zusammensetzung mit $18\,H_2O$ führt. Dagegen entsprechen die neueren Analysen des Alunogen so gut wie ausschliesslich der Verbindung mit $16\,H_2O$. Nun ist daran zu erinnern, daß P. Marguerite-Decharlonny[3] nach Erfahrungen an künstlichen Produkten das Salz $Al_2(SO_4)_3 \cdot 16\,H_2O$ für das typische Aluminiumsulfat hält, das auch bei sinngemäßer Fabrikationsmethode stets entstehe. Einmal wurde von ihm allerdings auch ein kristallisiertes Produkt erhalten, dessen Zusammensetzung etwa dem Salz mit $18\,H_2O$ entsprach, das aber auch freie Säure enthielt und sich schon äußerlich als hygroskopisch erwies. Nach weiterer zweimaliger Umkristallisation wurde daraus wiederum das Salz $Al_2(SO_4)_3 \cdot 16\,H_2O$ gewonnen und Marguerite-Decharlonny meint daher, daß nur mit Eisensulfat oder freier Säure verunreinigte Salze den höheren Wassergehalt ergäben, reines, aus neutraler Lösung kristallisiertes Sulfat dagegen die Zusammen-

---

[1] Beudant, Traité élémentaire de Minéralogie. 1832. **2**. p. 488.

[2] Von Glocker (Handbuch der Mineralogie. 1839. p. 689) herrührend; vergl. hierzu Dana, Syst. of Mineralogy. 1894. p. 958.

[3] Annal. de chim. et de phys. 1884. **1**. p. 425—432; vergl. auch Gmelin-Kraut, Handbuch d. anorganischen Chemie. 7. Aufl. (1909.) II, 2. p. 611 ff.

setzung $Al_2(SO_4)_3 \cdot 16 H_2O$ habe. Dieses Salz sei auch nicht hygroskopisch, sondern eher zur Wasserabgabe geneigt. Gmelin-Kraut (a. a. O.) hält aber doch die Annahme der Verbindung mit $18 H_2O$ aufrecht, und es sei nur beiläufig erwähnt, daß auch ein noch stärker gewässertes, künstliches Produkt existiert (mit $27 H_2O$). Nach der Theorie verlangt das Salz $Al_2(SO_4)_3 \cdot 16 H_2O$: 16,20 Al_2O_3, 38,09 SO_3 und 45,71 H_2O, während $Al_2(SO_4)_3 \cdot 18 H_2O$: 15,33 Al_2O_3, 36,03 SO_3 und 48,64 H_2O erfordert. Unter Berücksichtigung kleiner Beimengungen von Alaunen, alaunähnlichen Verbindungen (z. B. Halotrichit $FeAl(SO_4)_4 \cdot 24 H_2O$, Pickeringit $MgAl_2(SO_4)_4 \cdot 22 H_2O$) und anderen Substanzen entsprechen von den mir aus der Literatur zugänglichen, zuverlässigen und nicht zu unreinen Alunogenanalysen der Verbindung $Al_2(SO_4)_3 \cdot 18 H_2O$ die folgenden:

1. Kolosurok bei Bilin, Böhmen. Anal. Rammelsberg (b. Rammelsberg a. a. O. p. 269, 270).
2. Nickolsdorf bei Lienz im Pustertal. Anal. Barth (ebendort u. Sitzungsber. k. Akad. **24**. p. 289).
3. Krater des Vulkans von Pasto. Anal. Boussingault (ebendort).
4. Wallerawang, NS.-Wales. Anal. Liversidge (The Minerals of New South Wales. Sidney 1882. Ref. Zeitschr. f. Krist. **8**. (1884.) p. 88.)

Der Verbindung $Al_2(SO_4)_3 \cdot 16 H_2O$ dagegen entsprechen näher folgende:

1. Friesdorf bei Bonn. Anal. Rammelsberg (a. a. O.).
2. Königsberg, Ungarn. Anal. Jurasky (ebendort und Berichte über die Mitteil. v. Freunden d. Naturwissensch. in Wien. **2**. (1847.) p. 332—335).
3. Saldana, Neu-Granada. Anal. Boussingault (bei Rammelsberg, a. a. O.).
4. Copiapo, Chile. Anal. H. Rose (ebendort).
5. Coquimbo, Chile. Anal. H. Rose (Poggend. Ann. **27**. p. 317).
6. Scotia Coal Mine, Cumberland County, Nova Scotia. Anal. Adams (b. Hoffmann, Report of Geology of Canada. 1878. Ref. Zeitschr. f. Krist. **5**. p. 517).
7. Graul bei Schwarzenberg in Sachsen. Anal. Guiterman und Schlapp (b. Weisbach, N. Jahrb. f. Min. etc. 1882. II. p. 254).
8. Gila River, nördlich von Silver City, Neu-Mexiko. Anal. Clarke (Amer. Journ. of science. [3.] **28**. p. 20. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1886. II. p. 14).
9. Webrschan in Böhmen[1]. Anal. B. Erben (Sitzungsber. k. b. Ges. d. Wiss. v. 13. Febr. 1885. Ref. N. Jahrb. f. Min. 1887. I. p. 252).
10. Pico de Teyde, Tenerifa. Anal. Hof (Tschermak's Min. u. petr. Mitt. **12**. (1891.) p. 39—44. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1893. I. p. 41).

[1] Die Berechnung führt hier nur auf $Al_2(SO_4)_3 \cdot 15H_2O$.

11. Magugnano bei Viterbo, Provinz Rom. Anal. MILLOSEVICH (Boll. Soc. Geol. Ital. **20.** (1901.) p. 263—270. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1903. I. p. 253).
12. Grotta dello Zolfo bei Miseno. Anal. ZAMBONINI (Rendiconti R. Acad. delle Science. Fis. e Mat. Neapel 1907. p. 324—331. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1908. II. p. 333).

Eine weitere Analyse von HERAPATH an einem Alunogen von Adelaide, Australien, (RAMMELSBERG, a. a. O.) steht in bezug auf den H_2O-Gehalt etwa in der Mitte zwischen den beiden Sulfaten mit 16 bezw. 18 H_2O. Außerdem existieren noch einige andere Analysen, die aber offenbar an mit anderen Substanzen stärker verunreinigten Materialien angestellt wurden und daher hier nicht berücksichtigt sind. In der Hauptsache nähern sie sich mehr der Verbindung $Al_2(SO_4)_3 \cdot 16 H_2O$.

Die bisher existierenden Alunogenanalysen scheinen also auf zwei, durch ihren Wassergehalt unterschiedene, natürliche Aluminiumsulfate hinzuweisen, die dann auch verschiedene kristallographische und physikalische Eigenschaften besitzen müßten. Jedenfalls geht bereits aus der obigen Zusammensetzung hervor, daß die Verbindung $Al_2(SO_4)_3 \cdot 16 H_2O$ die bei weitem häufigere ist, auf welche die neueren Analysen sogar ausschließlich hinführen. Dazu kommt noch, daß von ihr wohlcharakterisierte, wenn auch kleine und meist unscharfe Kristalle existieren. Es sind monokline Täfelchen, wie zuerst HAIDINGER[1] für Alunogen von Königsberg in Ungarn (vergl. oben No. 2) feststellte. Sie wurden später ausführlicher kristallographisch und kristalloptisch untersucht von F. BECKE[2] an dem Vorkommen von Teneriffa (s. oben No. 10), dessen Ergebnisse im einzelnen etwas von denen HAIDINGER's abweichen, neuerdings aber von ZAMBONINI (a. a. O.) durchaus bestätigt wurden. Auch ich kann sie nach dem Befund an meinem Material bestätigen. BECKE fand: Kristallsystem monoklin; a : b : c = 1 : ? : 0,825, $\beta = 97^0\ 34'$. Ebene der Tafeln (010); ihr Umriß gewöhnlich unregelmäßig sechsseitig durch Begrenzung mit (100), (101), ($\bar{1}01$), seltener tritt (001) hinzu. Der Winkel (100). (101) wurde übereinstimmend mit HAIDINGER's Angaben zu 46^0 (134^0) bestimmt. Die Täfelchen zeigen schwache Doppelbrechung (Polarisationsfarben 1. Ordnung) und lassen im konvergenten Licht die negative Mittellinie eines großen Achsenwinkels austreten. Die Auslöschung ist schief gegen alle Seiten; allerdings weicht **b** gegen die Trace von (101) nur um 2^0 ab, ist aber nicht parallel, wie HAIDINGER annahm. Auch PISANI[3] nimmt in einer meist übersehenen kristallo-

[1] Berichte über die Mitteil. v. Freunden d. Naturwissensch. in Wien. **2.** (1847.) p. 334.

[2] TSCHERMAK's Min. u. petrogr. Mitt. **12.** (1891.) p. 45—48.

[3] Bei MARGUERITE-DELACHARLONNY, a. a. O. p. 431.

graphischen Bestimmung an künstlichem Alunogen gerade Auslöschung und daher rhombisches System an. Aus dem gleichen Kristallhabitus, dem einzigen gemessenen Winkel von $133^0\ 45'$ (134^0 bezw. 46^0 bei Becke) und den optischen Eigenschaften, geht im übrigen die Identität mit den Kriställchen Becke's sicher hervor. Pisani bestimmte den auf der Tafelfläche zu beobachtenden Achsenwinkel um die stumpfe negative Bisektrix in Öl zu $2H = 114^0$ ca. Zur Ergänzung dieser Angaben ermittelte ich nach der Einbettungsmethode noch den Brechungsexponenten $\gamma = 1{,}47$, die andern Exponenten wenig geringer, $\alpha = 1{,}46$ ca.

Von den chemisch der Verbindung $Al_2(SO_4)_3 \cdot 18\,H_2O$ entsprechenden, oben aufgezählten Vorkommnissen existieren bisher noch keine kristallographischen Untersuchungen. Im hiesigen Museum ist nur eine Stufe vom Pustertal (s. oben No. 2) vertreten. Überraschenderweise ergab dafür jedoch bereits die qualitative Analyse, daß es sich nicht, wie die ältere Analyse von Barth vermuten läßt, um ein ziemlich reines Aluminiumsulfat handelt, sondern daß sehr viel Magnesia vorhanden ist. Da u. d. M. sich das Salz in der Hauptsache als homogen, und zwar aus Nädelchen bestehend, erweist, muß danach ein Magnesiumaluminiumsulfat vorliegen, jedenfalls Pickeringit ($MgAl_2S_4O_{16} \cdot 22\,H_2O$ bezw. mit $24\,H_2O$). Es muß vorläufig unentschieden bleiben, ob sich im Pustertal neben Pickeringit auch das alunogenähnliche Sulfat findet, welches die Analyse Barth's vermuten läßt, oder ob die letztere unzuverlässig ist. Es könnte z. B. dadurch, daß bei der Fällung mit Ammoniak kein Chlorammonium zugegeben wurde, MgO mit Al_2O_3 zusammen ausgefallen und dadurch letzteres zu hoch ermittelt sein. So müßte das Sulfat $MgAl_2S_4O_{16} \cdot 24\,H_2O$ auf diese Weise fast genau die Werte Barth's ergeben, wie folgende Zusammenstellung zeigt.

	„Keramohalit" vom Pustertal nach Barth	$Al_2(SO_4)_3 . 18\,H_2O$, Theorie	$MgAl_2(SO_4)_4 . 24\,H_2O$, Theorie	
Al_2O_3 . .	15,8 (Spur Fe)	15,33	11,42	15,93
MgO . .	—	—	4,51	
SO_3 . .	36,0	36,03	35,77	
H_2O . .	48,4	48,64	48,30	
	100,2	100,00	100,00	

Bei den sonstigen, auf die Zusammensetzung $Al_2(SO_4)_3 \cdot 18\,H_2O$ führenden Analysen, von denen mir zugehöriges Material leider nicht zugänglich war, könnte die Abweichung von der normalen Zusammensetzung eher auf einem Feuchtigkeitsgehalt der Analysensubstanz beruhen, ähnlich wie dies Marguerite-Delacharlonny für die Kunstprodukte dieser Zusammensetzung annimmt. Vor allem mag der Feuchtigkeitsgehalt durch Vorhandensein freier Schwefelsäure bewirkt sein, die anscheinend bei natürlichem Alu-

nogen nie fehlt, so daß z. B. die Etiketten älterer Sammlungsstücke stets mehr oder weniger zerfressen sind. Von dem von RAMMELSBERG analysierten Vorkommen von Kolosurok (s. oben No. 1) findet sich so die Angabe [1], daß es aus Braunkohle in flüssigem Zustande austrat und diese dann überkrustete und verkittete. Da die neueren, jedenfalls zuverlässigeren Analysen ausschließlich auf die Verbindung mit $16 H_2O$ hinführen, so scheint diese, in Übereinstimmung mit Erfahrungen an Kunstprodukten, das normale, unter natürlichen Verhältnissen beständige, neutrale Aluminiumsulfat darzustellen. Diesem entsprechen dann wohl auch ausschließlich die gewöhnlichen, nicht zerfließlichen und an freier Luft sich haltenden Alunogenvorkommnisse. Ein weiteres neutrales Aluminiumsulfat der Zusammensetzung $Al_2 S_3 O_{12} \cdot 18 H_2O$, auf welches einige der älteren Analysen führen, ist als Mineral vorläufig durchaus zweifelhaft, wenigstens müßte seine Existenz erst durch neuere Analysen im Verein mit einer kristallographischen und optischen Untersuchung bestätigt werden.

Für den Halotrichit wird seit alters her die Zusammensetzung $Fe Al_2 (SO_4)_4 \cdot 24 H_2O$ angenommen, und damit stimmt sowohl die Analyse des künstlichen Produkts von KNAUER [2], als auch diejenige an „vollkommen reinem und ganz frischem“, natürlichem Halotrichit von Copiapo in Chile [3] überein. Von den Analysen geben im übrigen einige einen geringeren Wassergehalt an, als der obigen Formel entspricht, nämlich $22 H_2O$. Doch mag dies mit Verwitterungserscheinungen zusammenhängen, die auch u. d. M. als Trübung der sonst klaren Halotrichitsubstanz zu konstatieren sind. Bei der künstlichen Darstellung des Halotrichits machte KNAUER die Erfahrung, daß diese Substanz nur aus stark saurer Lösung zu erhalten ist. Auch die eigentlichen Alaune werden ja vielfach aus saurer Lösung auskristallisiert, um die Hydrolyse des Aluminiumsulfats zurückzudrängen. Weiterhin wird durch den Säureüberschuß aber ganz besonders die Oxydierbarkeit des Ferrosulfats im Halotrichit herabgedrückt. Wie weiter unten noch genauer mitgeteilt wird, erhielt ich beim Umkristallisieren des Halotrichits von Neuseeland in Wasser nur ganz spärliche Halotrichitnädelchen, anscheinend weil das meiste Ferrosulfat oxydiert worden war. Dementsprechend wird sich auch in der Natur Halotrichit, und wohl auch Alunogen, aus mehr oder weniger sauren Lösungen abgesetzt haben, während aus neutralen oder schwach sauren Lösungen sich die verschiedenen basischen Eisen- und Tonerdesulfate gebildet haben werden, die in einer ganzen Anzahl von

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. 1863. p. 669.

[2] LIEBIG's Annalen der Pharmazie. **14.** (1835.) p. 261.

[3] G. LINCK, Zeitschr. f. Kristallogr. **15.** (1889.) p. 26. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1892. II. p. 218.

Mineralien bekannt sind. Damit hängt auch zusammen, daß die Halotrichit- und Alunogenanalysen durchgängig einen Überschuß von Schwefelsäure ergeben, der dann, wie erwähnt, die Sammlungsetiketten zerstört. Natürlich können sich basische Sulfate auch durch nachträgliche Zersetzung von Halotrichit und Alunogen, sowie infolge Ausfüllung durch basische Lösungen gebildet haben. Auf den ersten Blick mag es auffallend erscheinen, daß sich der Ferrosulfat enthaltende Halotrichit in der Natur viel häufiger gebildet hat als die nur von einem oder ganz wenigen Fundorten bekannten neutralen Ferrisulfate Coquimbit, Quenstedtit und Ihlëit. Das hängt aber mit der Herkunft der zur Auskristallisation gelangten Sulfatlösungen zusammen. Die Sulfatabsätze finden sich bekanntlich entweder im Anschluß an die Zersetzung von Eisenkiesen in Kohlenlagern, bituminösen Schiefern und Erzgängen oder als Bildungen vulkanischer Exhalationen. In beiden Fällen sind normalerweise reduzierende Gase, besonders H_2S und SO_2[1], oder auch reduzierende Lösungen und feste Substanzen vorhanden, die vorübergehend gebildete Ferrisulfate reduzieren.

In einer nach den Vorschriften Knauer's von mir angesetzten Lösung hat sich bisher noch kein Halotrichit abgeschieden[2]. Dafür machte ich die Beobachtung, daß beim Lösen äquimolekularer Mengen von $FeSO_4$ und $Al_2(SO_4)_3$ bei Zimmertemperatur das erstere Salz zuerst als Bodenkörper zurückbleibt. Danach wird sich Halotrichit erst aus einer Lösung bilden, die mehr Mole $Al_2(SO_4)_3$ als $FeSO_4$ enthält. Zu genaueren Feststellungen in dieser Richtung bin ich noch nicht gekommen. Es muß schließlich der Rest der Lösung als Halotrichit und Alunogen eintrocknen. Dadurch wird aber das häufige Vorkommen mechanischer Gemenge

[1] R. Brauns, Chemische Mineralogie. 1896. p. 291. — Bellini, Boll. Soc. Geol. Ital. Roma. **20**. (1901.) p. 470—475. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1903. I. p. 252. — R. Scharizer, Zeitschr. f. Krist. **37**. (1903.) p. 542.

[2] Nach Beendigung und Einsendung der vorliegenden Arbeit gelang es mir noch, Halotrichit darzustellen aus einer gar nicht übermäßig sauren Lösung, die aus einem Gemisch von $Al_2(SO_4)_3$ und $FeSO_4 . 7H_2O$ bis zur Sättigung hergestellt war. Der Halotrichit schied sich als Fasern mit den erwähnten Eigenschaften am oberen Rande eines kleinen Bechergläschens, das die Lösung enthielt, nach etwa zwei Tagen ab. In der Lösung selbst bildeten sich dagegen merkwürdigerweise optisch isotrope Kriställchen, anscheinend reguläre Oktaeder, die nach der qualitativen Prüfung einem Ferroaluminiumsulfat angehören. Ich erhielt sie auch beim Verdunsten der Lösung auf einem Objektträger über Schwefelsäure in einer Kohlensäureatmosphäre. Sie scheinen aber nur eine unbeständige Verbindung darzustellen; denn nach einigen Tagen zersetzten sie sich, indem aus den Kriställchen randlich Nädelchen, ganz ähnlich denen des Halotrichits, hervorsproßten, während ihr Inneres polarisierende Stellen bekam unter Bildung gelben Ferrisulfats und anscheinend auch von Alunogen.

dieser beiden Mineralien verständlich, wie es die weiter unten folgenden mikroskopischen Untersuchungen dartun und wie es auch bereits aus den bisher vorliegenden Analysen geschlossen werden konnte. Bei ursprünglichem Überschuß an $FeSO_4$ können sich auch mechanische Gemenge mit Eisenvitriol (Melanterit) ergeben, was freilich seltener zu sein scheint[1]. Dagegen ist ein unmittelbares Nebeneinandervorkommen von Melanterit und Alunogen in mechanischen Gemengen im allgemeinen nicht zu erwarten, und es ist daher sicher unzulässig, wenn der FeO-Gehalt von Alunogenanalysen auf Melanterit ($FeSO_4 \cdot 7\,H_2O$) anstatt auf Halotrichit bezogen und so in Abrechnung gebracht wird (z. B. bei B. Erben a. a. O. an dem Vorkommen von Wrebschan in Böhmen).

Kristallographisch und optisch ist der Halotrichit aus Mangel an gutem Material noch sehr wenig untersucht. Linck (a. a. O. p. 26) fand, daß der verhältnismäßig reine Halotrichit von Copiapo in Chile (sp. Gew. 1,885 bei 13° C) aus Fasern besteht, die u. d. M. sämtlich schief auslöschen und daher nach ihm wohl triklin sind. Dagegen soll nach Arzruni[2] der von Rammelsberg analysierte Halotrichit von Mörsfeld (Rheinbayern) aus gerade auslöschenden Fasern bestehen. Ebenso gibt Cesàro[3] für „Halotrichit" von Loyable in Belgien an, daß er aus gerade auslöschenden Fasern mit schwacher Doppelbrechung bestehe. Eine Analyse der Substanz ist nicht angegeben. Mir sind solche ausschließlich gerade auslöschenden Fasern nicht vorgekommen.

Ich habe nun an Halotrichit und Alunogen aus dem hiesigen Museum zur weiteren Klärung noch einige Untersuchungen angestellt. Es handelt sich um ältere Stufen, die aber im allgemeinen noch gut erhalten sind, auch ist das Material leider nicht gerade reichhaltig zu nennen. Doch dürfte diese Mineralgruppe auch in anderen Museen nicht sehr reichlich vertreten sein, da ihr von den Mineralogen im allgemeinen weniger Aufmerksamkeit geschenkt wird, trotzdem sie verschiedentlich technische Bedeutung erlangt hat, z. B. für die Alaunfabrikation, in Chile bei der Amalgamation von Silbererzen[4] und in anderen Fällen. Mich leitete dabei besonders noch die Absicht, eine einfache Bestimmung der hierher gehörenden Mineralien zu ermöglichen durch Prüfung u. d. M., eventuell unter Zuhilfenahme einiger qualitativer chemischer Reaktionen. Da meßbare Kristalle beim Halotrichit fehlen, beim Alunogen aber selten sind, ist man sonst ganz bei der Identifizierung auf die zeitraubende quantitative Analyse ange-

[1] Vergl. hierzu besonders W. F. Hillebrand, Amer. Journ. of science. (4.) 7. (1899.) p. 51—57. Ref. N. Jahrb. f. Min. etc. 1901. I. p. 34.

[2] Zeitschr. f. Kristallogr. 6. (1882.) p. 93.

[3] Mém. de l'acad. roy. d. sciences etc. de Belge, Bruxelles. 53. (1897.) Ref. Zeitschr. f. Krist. 31. (1899.) p. 92.

[4] G. Linck, a. a. O. 4.

wiesen, die bei dem oft recht gemengten Charakter der Sulfatvorkommnisse auch nicht immer zu eindeutigen Resultaten führt. Es ist zu verwundern, daß die mikroskopische Methode auf die Effloreszenzen bildenden Mineralien bisher nur vereinzelt und gelegentlich angewendet worden ist, trotz ihrer Erfolge bei den Silikatgesteinen und neuerdings auch bei den Gesteinen der Steinsalzlagerstätten. Da nun in den Effloreszenzen, abgesehen von wasserunlöslichen Verunreinigungen des Erdbodens (Quarz, Silikate, Carbonate), meist nur Salze einer einzigen Säure auftreten, also z. B. nur Sulfate, handelt es sich jedenfalls nur um die Auseinanderhaltung einer verhältnismäßig beschränkten Zahl von Mineralien.

Der erste Schritt ist bei der uns hier beschäftigenden Mineralgruppe von F. Becke (a. a. O.) getan, der sich allerdings nur auf die Untersuchung kristallographisch begrenzten Alunogens beschränkte. In meinen Präparaten ist dieses Mineral aber nur selten kristallographisch gut ausgebildet, ist aber von dem meist mit ihm zugleich auftretenden Halotrichit, außer durch die verschiedenen Brechungsexponenten (A. ca. 1,47, H. ca. 1,49) dadurch leicht zu unterscheiden, daß es stets tafelig oder in Aggregaten schuppig auftritt, während der Halotrichit stets schief auslöschende Nädelchen bildet. Allerdings gibt Becke (a. a. O. p. 47) auch nadeligen Alunogen bezw. Keramohalit von Luschitz in Böhmen an. Ich möchte jedoch glauben, daß es sich auch dabei um Halotrichit gehandelt hat, jedenfalls wäre eine Nachprüfung wünschenswert. Chemisch sind die Nädelchen von Becke nicht identifiziert worden, er verweist nur auf Zepharovich, Min. Lexikon, **1**, p. 224, wo sich das Vorkommen unter Keramohalit angegeben findet. Eine Analyse existiert anscheinend nicht, und ohne eine solche sind die älteren Angaben völlig unzuverlässig. Ob der Halotrichit triklin ist, oder nur deshalb stets im Präparat schief auslöscht, weil seine Nädelchen immer nur auf schief auslöschenden Flächen liegen, so daß er dann monoklin wäre, muß vorläufig unentschieden bleiben. Mit der letzteren Annahme lassen sich jedenfalls eher die weiter oben erwähnten Angaben Arzruni's und Cesàro's vereinigen. — Im Präparat ist dem Halotrichit sehr ähnlich der Pickeringit vom Pustertal. Er bildet auch stets Nädelchen mit einer maximalen Auslöschungsschiefe von 37°; sein Brechungsexponent ist nur wenig geringer als derjenige des Halotrichits, nämlich ca. 1,48. Es liegt nahe, die beiden Substanzen für isomorph zu halten, doch wird bisher für Halotrichit die Zusammensetzung $Fe Al_2 (SO_4)_4 \cdot 24 H_2O$, für Pickeringit $Mg Al_2 (SO_4)_4 \cdot 22 H_2O$ angenommen. Andererseits scheinen sie aber doch Mischkristalle zu bilden, da z. B. im Halotrichit von Island, welcher der Analyse nach recht magnesiareich ist, nur Nädelchen einer Art auftreten. Hier müssen weitere quantitative Analysen erst noch Klärung schaffen. Sonst fanden sich in meinen Präparaten

neben Halotrichit und Alunogen noch Gips und besonders basische Sulfate, hauptsächlich des Eisens, deren genauere Identifizierung jedoch aus Mangel an dazu nötigen Vorarbeiten vorläufig unterbleiben mußte. Ferrisulfate fallen übrigens unter den anderen Mineralien durch ihre Färbung auf; basische scheinen durchgängig gelb bis braun, neutrale (Coquimbit und Quenstedtit; vergl. hierzu Linck, a. a. O.) violett gefärbt zu sein. Sonst konnte ich noch neben Pickeringit vom Pustertal etwas regulären Alaun in Oktaederchen und Bittersalz in rhombischen Säulchen feststellen. Neben Halotrichit kann sich auch Eisenvitriol, Melanterit, finden, der aber in meinen Präparaten fehlte; ferner ist auch noch mit einigen anderen Mineralien, z. B. sauren Alkalisulfaten zu rechnen. Misenit ($K_8 H_6 (SO_4)_7$) ist neben Alunogen z. B. in der grotta della zolfo in den Phlegräischen Feldern[1] festgestellt worden. Was die hierbei möglichen Mineralien und Mineralkombinationen überhaupt betrifft, so ist eine vollkommene Klärung in dieser Richtung nur von physikalisch-chemischen Untersuchungen nach Art der bekannten van't Hoff'schen Untersuchungen an den ozeanischen Salzablagerungen zu erwarten.

(Schluß folgt.)

Riesengipskristalle aus Chihuhahua, Nord-Mexiko.

Von Dr. **Ernst Wittich** und **Antonio Pastor y Giraud.**

In der bekannten Silber-Bleimine Naika[2] im Staate Chihuahua, Nord-Mexiko, wurde vor längerer Zeit in geringer Tiefe ein großer Kristallkeller angetroffen, der erfüllt war mit enormen Gipskristallen. Durch den Ing. und Geologen Paredes sind mehrere dieser Kristalle in den Besitz des Geologischen Instituts in Mexiko gekommen, wo ich Gelegenheit hatte, dieselben näher zu studieren. Alle Kristalle sind nach der Achse c ungeheuer in die Länge gezogen; der größte unter ihnen mißt 96,0 cm, ein zweiter 86,0, ein dritter 76,8 cm u. s. f.

Die nachstehende Liste gibt eine Vorstellung der größeren Exemplare der mineralogischen Sammlung.

Übertroffen werden aber alle diese schon recht beträchtlichen Exemplare durch einen Kristallriesen, der auf der Mine Naika selbst aufbewahrt wird und der nicht weniger als 1,50 m in der Richtung c messen soll.

Die kristallographische Entwicklung der Gipse ist sehr ein-

[1] N. Jahrb. f. Min. etc. 1903. I. p. 252. Zeitschr. f. Krist. **46.** (1909.) p. 401.

[2] Unos cristalos gigantes de Yeso procedentes de la Mina Naica, Chihuahua por Dr. Ernesto Wittich y Antonio Pastor y Giraud. Bolet. Soc. geolog. Mexic. Tomo VIII. 1911. 1 Tafel.

	Zone	Länge in cm	Zone	Breite cm	Zone	Dicke cm	Umfang cm	Gewicht kg
Expl. 1	110	96,0	010	10,7	100	5,0	25,3	6.0
Expl. 2	110	86,0	010	9,0	100	6,0	22,3	6.6
„ 3	„	76.8	„	10,5	„	6,5	28,5	6.5
Expl. 4	110	60,1	010	6.6	100	4,8	18,5	2,9
„ 5	„	65,0	„	14,5	„	6,8	33,3	6,8
Expl. 6	110	59,4	010	15,2	100	9,0	38,0	10,9

fach. Es herrschen natürlich prismatische Formen mit entsprechenden Pinakoiden vor, und zwar am häufigsten 230 Miller, selten dagegen ist das Prisma 110, noch weniger häufig ist die Form 120. Von den Pinakoiden kommt nur das Klinopinakoid vor, das Orthopinakoid wird durch eine gerundete Kante vertreten. Alle diese Formen sind längs c stark gerieft, Vizinalflächen daher nicht selten. Von den Hemipyramiden ist nur die positive entwickelt. Die Kristalle bilden Zwillinge nach dem Orthopinakoid; der einspringende Winkel wird von den Hemipyramiden 111 gebildet und hat 131° 20′, die Klinopinakoide der beiden Kristallhälften fallen in eine Ebene zusammen. Spaltrisse mit 131° 20′ Winkelöffnung, die von der Zwillingsebene halbiert wird, durchziehen die Kristalle.

Was neben den gigantischen Dimensionen bei unseren Gipsen auffällt, ist die außerordentliche Klarheit der Kristalle; Stücke, die mehrere Zentimeter Dicke haben und wasserhell sind, finden sich nicht selten. Kristalle mit Flüssigkeitseinschlüssen kommen häufig vor; das geologische Institut besitzt einen wasserhellen Gipskristall mit einem beträchtlichen Flüssigkeitseinschluß, der in einem über 15 cm langen Hohlraum parallel der Vertikalachse sich bewegt. Gelegentlich finden sich Kristalle mit Einschlüssen von Hämatit und Limonit, die sich nach den Flächen des Klinopinakoids anordnen.

Anhangsweise sollen hier noch andere Gipse erwähnt werden, die aus den Gips-Schwefellagern bei Cerritos im Staate San Luis Potosí, Nord-Mexiko, stammen. Die Kristalle, die Dr. E. Böse von dort mitbrachte, erreichen kaum 10 cm Länge; sie sind gut kristallisiert; mir lagen zwar fast nur Spaltungsstücke vor, die meisten bilden Zwillinge nach 100. Das Merkwürdige an ihnen sind die lagenweisen Einschlüsse von gelbem Schwefel und zwar ganz regelmäßig nach 130 und nach der negativen Hemipyramide. Diese Kristalle bekommen hierdurch ein eigenartiges zonargestreiftes Aussehen.

Gipskristalle von beträchtlichen Dimensionen fanden sich an vielen Stellen; die größten scheinen die neuerdings bei Nephi in

Utah, Ver. Staaten, entdeckten zu sein. Der Direktor des Desert-Museum in Salt Lake City J. E. TALMAGE fand Gipsriesen von ungeheuren Dimensionen (JAMES E. TALMAGE in „Desert Museum Bullet". N. Series I. Salt Lake City, Utah. 1911. Aug.). Jedenfalls aber gehören unsere mexikanischen Gipskristalle mit zu den größten ihres Geschlechts; der Riesenkristall auf der Mina Naika, Chihuahua, ist vielleicht der größte Kristall, den man bis heute kennt.

Neue Instrumente und Beobachtungsmethoden.

Neues petrographisches Mikroskop[1] für die Theodolit-Methode.

Von **C. Leiss** in Steglitz.

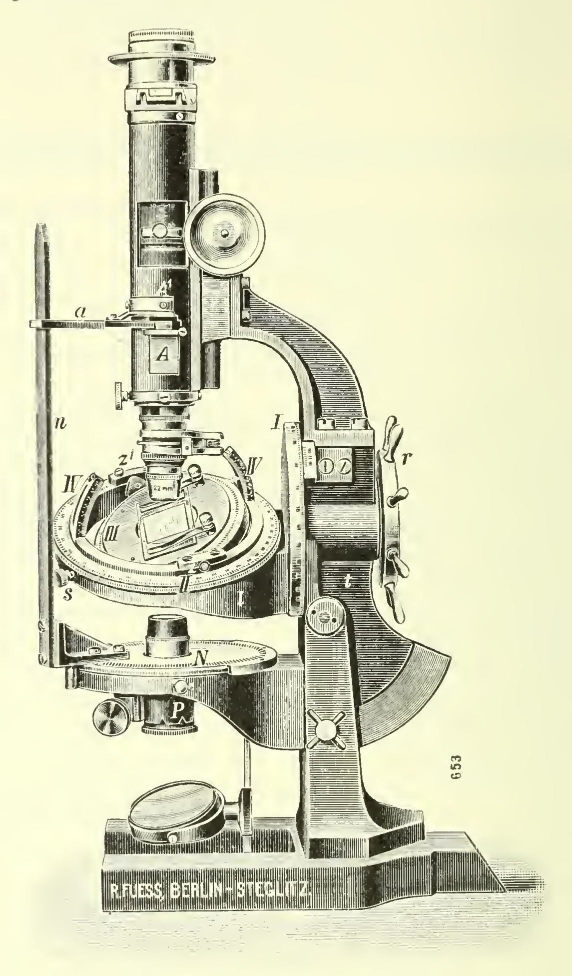
Mit 1 Textfigur.

(Mitteilung aus der mechanisch-optischen Werkstätte von R. FUESS in Steglitz bei Berlin.)

Die Anwendung der von E. v. FEDOROW zuerst in die Kristallographie und später dann auch in die Petrographie eingeführten Theodolit-Methode zur Bestimmung der kristallographischen Elemente hat in den Kreisen der Mineralogen und Petrographen eine große Verbreitung gefunden. Für die Messung der Kristallwinkel nach der Theodolit-Methode existieren bereits eine Reihe verschiedener Konstruktionen von sogenannten Universal- oder Theodolitgoniometern und für die Bestimmung von Gesteinsschliffen (insbesondere der vielen Feldspatvarietäten) nach der Theodolit-Methode ist der von E. v. FEDOROW vorgeschlagene und von der Firma R. FUESS konstruierte Universaltisch, der ein Attribut der mineralogischen Mikroskope bildet, allgemein bekannt geworden. Diesem inzwischen durch NIKITIN und F. E. WRIGHT noch verbesserten Universaltisch haften aber insofern noch einige empfindliche Mängel an, als es z. B. nicht möglich ist, Dünnschliffe, die auf normale Objektträgerformate aufgekittet sind, zu verwenden, sondern es bedingt der bisherige Universaltisch besondere kleine und runde Objektgläser von höchstens 20 mm Durchmesser und die Schliffe dürfen obendrein nicht mit einem Deckglas versehen sein. Infolge der geringen Abmessungen des ganzen Universaltisches erfordert das Arbeiten mit diesem Tischattribut auch eine ziemlich große Geschicklichkeit und Übung.

[1] In dem unter der Leitung des Herrn Geheimrat Prof. Dr. TH. LIEBISCH stehenden Mineralogischen Institut der Universität Berlin wird zurzeit unter Benützung des ersten Exemplars dieses neuen Mikroskopmodells von Herrn Dr. H. SCHNEIDERHOEHN eine größere petrographische Arbeit ausgeführt.

Aus den im vorstehenden in Kürze dargelegten Gründen erschien es mir deshalb angezeigt, nach Analogie der Theodolitgoniometer der Konstruktion eines besonderen, speziell für das Arbeiten nach der Theodolit-Methode bestimmten selbständigen Mikroskopes näher zu treten.



Die nebenstehende Abbildung zeigt dieses neue Mikroskopmodell. Die dem verbesserten Universaltisch nachgebildete, aber wesentlich größere Tischeinrichtung ist für die Verwendung gewöhnlicher Schliffe des Objektträgers des Gießener Vereinsformates (28 $\times$ 48 mm) eingerichtet. Es brauchen auch bei dieser neuen Anordnung nicht mehr unbedeckte und mit der Schliffseite nach

oben gelegte Dünnschliffe wie bisher verwendet zu werden, sondern das Präparat wird in gewohnter Weise auf den Objekttisch aufgelegt und mit Federklemmen festgeklemmt.

Beschreibung des Mikroskopes. Als Stativ kommt ein sogenanntes festes, ohne Umlegeeinrichtung zur Verwendung, auf besonderen Wunsch kann das Mikroskop aber auch mit einem umlegbaren Stativ geliefert werden. In dem oberen Kernstück des aus Leichtmetall gefertigten Trägers t ist die immobile Achse des vertikalen Teilkreises I mit Hilfe des Speichenrades r drehbar gelagert und kann durch eine in der Figur nicht sichtbare Schraube geklemmt werden. Fest mit I verbunden ist das Lagerstück l für das gesamte übrige, aus dem Kreis II, dem Hilfskreis III und den beiden an der Basis umlegbaren geteilten Bogenstücken IV bestehende Kreissystem. Der Kreis II besitzt seine (sogenannte mobile) Drehungsachse in dem Lagerstück l und kann durch die Schraube s festgeklemmt werden. Die Drehung oder Neigung des das Präparat tragenden Hilfskreises III erfolgt um die beiden Zapfenlager z und z_1, welche nicht klemmbar sind. Damit die Schliffebene des auf dem Hilfskreis III liegenden Präparates genau in die verlängert gedachte Achse der Kreise I und III gebracht werden kann, läßt sich die geränderte Auflageplatte für das Präparat innerhalb der erforderlichen Grenzen hoch und tief schrauben. Es geschieht dies derart, daß man mit der einen Hand den Kreis III an seinem geränderten Rand festhält und die Auflageplatte entsprechend dreht. Das Muttergewinde für die Präparatauflage befindet sich also in dem Kreis III.

Eingeteilt sind alle drei Kreise und die beiden Bogenstücke in $\frac{1}{1}{}^{0}$. Bei den beiden Hauptkreisen I und II gibt je ein Nonius 5′ an, während bei Hilfskreis III und den 2 Bogenstücken IV je ein Index zur Ablesung dient.

Die bei dem bisherigen Universaltischattribut durch den gewöhnlichen Drehtisch des Mikroskopes bewirkte Umdrehung des ganzen Tisches um eine vertikale Achse fällt bei diesem Instrument fort und ist durch eine bequemere Vorrichtung zur Drehung der beiden Nicol'schen Prismen (Polarisator P und Analysator A) ersetzt. Für die Ablesung der Drehungswerte dient der Teilkreis N mit Gradteilung und Ablesung durch zwei Nonien auf 5′. Die gemeinsame Nicoldrehung wird bewirkt durch die Verbindungsstange n. Für gewisse Zwecke kann auch das aus- und einschaltbare analysierende Prisma A allein gedreht und die Drehung an dem kleinen Halbkreis A_1 abgelesen werden. Man trennt die Verbindung zwischen der Stange n und dem Mitnehmerarm a dadurch, daß man den Tubus mit Hilfe seiner Triebbewegung so weit hoch hebt, bis der Arm a über der Stange n steht. Dreht man nun die Stange n zur Seite, so kann die Drehung des analysierenden Nicols allein erfolgen.

Für die bessere Beobachtung des Achsenaustrittes bei starken Neigungswinkeln werden jedem Mikroskop noch zwei Halbkugellinsen beigegeben, von denen die eine, und zwar die größere unter dem gläsernen Tisch des Hilfskreises III mit Hilfe einer besonderen Fassung zentrisch angeklebt (mit dickem Cedernholzöl oder dergleichen) werden kann. Die obere kleinere Halbkugellinse von ca. 12—14 mm Durchmesser ist in eine schmale, auf dem Tisch mit zwei Schrauben leicht abnehmbar zu befestigende Fassung eingesetzt und ruht unter Vermittlung von Cedernholzöl federnd auf der Oberfläche des Präparates bezw. des Deckglases.

Nach dem Vorschlag von Herrn Dr. Schneiderhoehn können die Fassungen der beiden Halbkugellinsen auch so eingerichtet werden, daß beide von unten her zusammen mit dem Objekttisch verschraubt werden.

Der Polarisatornicol kann mit Hilfe einer Zahn- und Triebbewegung in üblicher Weise gehoben und gesenkt werden. Zur Beleuchtung des Präparates dient eine über dem Polarisatornicol aufgeschraubte schwach konvexe Linse, über welche gewünschten Falles auch noch ein Linsensatz für konvergentes Licht gestülpt werden kann.

Der Tubus hat die bekannte Einrichtung der modernen mineralogischen Mikroskope. Von der Anfügung einer Feinstelleinrichtung am Tubus wurde abgesehen, da bei der Theodolit-Methode nur schwache oder allenfalls noch mittlere Vergrößerungen in Frage kommen, bei denen man zur Scharfstellung mit einer gutgehenden Zahn- und Triebbewegung vollkommen ausreicht. — Das Okularende des Tubus ist nach dem Vorschlage von F. E. Wright mit einer Einrichtung zum Einschieben von Schlitten versehen, welche je nach Bedarf mit Mikrometer, Coordinatennetz, verzögernden Plättchen aus Gips und Glimmer und Kompensatoren verschiedener Art ausgerüstet sind.

Steglitz bei Berlin, Juli 1912.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.

Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.

15. Dezember 1912.

Centralblatt

für

Mineralogie, Geologie und Paläontologie

in Verbindung mit dem

Neuen Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie

herausgegeben von

M. Bauer, in Marburg. E. Koken †, in Tübingen. Th. Liebisch in Berlin.

1912. No. 24.



STUTTGART.
E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
Nägele & Dr. Sproesser.
1912.

Monatlich 2 Nummern. Preis für Nichtabonnenten des Neuen Jahrbuchs 15 Mk. pro Jahr.

Abonnenten des Neuen Jahrbuchs erhalten das Centralblatt unberechnet.

Dieser Nummer ist beigefügt ein Verzeichnis der in der E. Schweizerbartschen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, in Stuttgart erschienenen „Geologica“.

Inhalt.

Original-Mitteilungen etc.

Original-Mitteilungen an die Redaktion.

Zur Petrographie der Inseln S. Pietro und S. Antioco (Sardinien).

Von A. Johnsen in Kiel.

Mit Unterstützung der Kgl. Preuß. Akademie der Wissenschaften habe ich die Inseln S. Pietro und S. Antioco SW von Sardinien petrographisch untersucht[1].

Es wurden

1. auf S. Antioco mehrere Comendit-Typen und Liparit-Typen, sowie Hypersthenandesit und Hypersthenbasalt nachgewiesen,

2. Bertolios Beschreibung von S. Pietro modifiziert und vervollständigt, seine „Trachyte" als Liparite gedeutet und z. T. als hypersthenhaltig befunden; auch eine größere Verbreitung und Mannigfaltigkeit der Comendite, z. B. pechsteinartige sowie Cossyrit führende Varietäten festgestellt,

3. die Identität der Liparite von S. Pietro mit einigen der Liparit-Typen von S. Antioco und die Zugehörigkeit der Tuffe beider Inseln zu diesen Lipariten konstatiert.

Besonders eingehend sind die natronreichen Orthoklase der Comendite und mancher Liparite sowie die kalireichen Plagioklase sämtlicher Liparit-Typen untersucht worden.

Unter den Kali-Plagioklasen, die stets $\frac{Or}{Ab + An} < \frac{1}{2}$ haben, befinden sich solche (p. 43), die auf (010) eine negative Auslöschungsschiefe von 5°, auf (001) aber eine positive von 2° bei folgender chemischen Zusammensetzung besitzen: Orthoklas 17,5, Albit 42,5, Anorthit 40,0 Mol.-%.

Die Flächenwinkel der Natron-Orthoklase, die stets $\frac{Or}{Ab + An} > \frac{1}{2}$ haben, liegen, soweit es die monokline Symmetrie zuläßt, zwischen denjenigen des Orthoklases und denjenigen des Albits (p. 30).

Am Arfvedsonit der Comendite ergab sich die optische Achsenebene als ⊥ (010) gelegen.

Die 15 Gesteinsanalysen, die l. c. eingehend diskutiert sind, lieferten folgende Werte:

[1] Anhang zu den Abhandl. K. Akad. Wiss. Berlin. 1912. p. 1—82. Taf. I—III.

Nr.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Glühverlust	P_2O_5	Summa
1	75,25	0,50	10,39	1,57	2,43	—	0,08	0,25	4,39	4,35	0,61	0,0	99,82
2	74,73	—	10,39	4,47	0,70	—	0,21	0,18	4,12	4,38	1,13	—	100,31
3	74,09	—	10,88	3,35	0,42	—	0,30	0,16	4,56	4,45	1,52	—	99,73
4	73,65	0,29	9,52	5,12	0,96	—	0,04	0,31	4,84	4,30	1,23	—	100,26
5	73,35	—	13,08	3,06	—	—	0,08	0,08	4,68	4,99	1,00	—	100,32
6	73,23	—	12,25	3,25	0,28	—	0,13	0,25	4,44	4,32	1,74	—	99,89
7	72,51	0,09	14,19	2,40	0,0	—	—	0,40	3,56	4,98	1,83	—	99,96
8	71,81	0,23	14,44	2,77	—	—	—	0,60	3,37	6,08	1,00	—	100,30
9	71,23	0,42	14,51	1,56	1,27	—	0,04	0,0	4,50	5,86	0,43	—	99,82
10	71,21	0,20	14,95	1,81	—	—	0,15	0,63	3,97	5,83	1,13	—	99,88
11	70,10	0,10	15,77	1,16	—	—	0,39	2,25	4,21	4,08	1,79	—	99,85
12	70,03	0,34	13,56	3,20	0,89	—	0,0	1,43	3,69	4,16	3,04	—	100,34
13	69,53	0,16	15,45	5,08	—	—	0,04	0,73	3,70	4,24	0,86	—	99,79
14	55,16	0,74	18,32	2,42	4,15	—	2,75	7,04	3,23	1,10	3,58	1,33	99,82
15	53,35	0,93	18,94	3,71	5,35	—	4,15	8,50	2,56	1,19	1,13	—	99,81

Nr.	Gesteinsart	Fundort	OSANN-Parameter		
			a	c	f
1	Comendit	Mercureddu (S. A.)	15,5	—	4,5
2	„	Mercureddu (S. A.)	14,0	—	6,0
3	„	Guardia dei Mori (S. P.)	16,0	—	4,0
4	„	Le Fontane (S. P.)	17,0	—	3,0
5	„	Cala Lunga (S. A.	15,0	—	5,0
6	„	Canale del Baccio (S. P.)	14,0	0,5	5,5
7	Liparittuff	Birincampo (S. P.)	16,5	3,5	—
8	Liparit	Rocca della Guardia (S. A.)	14,5	2,5	3,0
9	„	Calasetta (S. A.)	15,5	1,0	3,5
10	„	Sisineddu (S. A.)	15,5	2,0	2,5
11	„	Monte de Cresia (S. A.)	13,5	5,5	1,0
12	„	Grotta Canargius (S. A.)	11,5	3,5	5,0
13	„	Calasetta (S. A.)	11,5	5,0	3,5
14	Hypersthenandesit	Seddas de sa Murta (S. A.)	4,5	6,0	9,5
15	Hypersthenbasalt	Capo Sperone (S. A.	2,5	6,0	11,5

Die Dispersion der Polarisationsrichtungen auf (111) im Gips.

Von **M. Berek** in **Berlin**.

Mit 1 Textfigur.

Aus der Dispersion der optischen Symmetrieachsen X_1 und X_3 im Gips, die ich im parallelstrahligen polarisierten Licht an Spaltungsplatten nach 010 ermittelt hatte, sowie aus den von H. DUFET bestimmten Werten des wahren Winkels 2 V der optischen Achsen hatte ich berechnet, daß trotz der anomalen Dispersionen der optischen Symmetrieachsen und des wahren Winkels der optischen Achsen die Dispersion der Polarisationsrichtungen auf den Flächen von {111} eine normale sein muß[1]. Ich kann dieses Ergebnis nun durch Mitteilung der Messungen an einer parallel zu (111) geschnittenen planparallelen Platte aus einem gut ausgebildeten Kristall von Friedrichsroda (Zwilling nach 100) bestätigen. Der Polarisationsapparat ist der gleiche wie bei den früheren Messungen.

Das Ergebnis ist in Tab. 1 zusammengestellt. Für $\lambda = 500\ \mu\mu$ und 600 $\mu\mu$ war die Platte genau, für $\lambda = 420\ \mu\mu$ und 704 $\mu\mu$ sehr annähernd eine Halbwellenlängenplatte. Die Kreuzung von Polarisator und Analysator wurde so sorgfältig ausgeführt, daß auch für die beiden andern noch verwandten Wellenlängen eine

[1] M. BEREK, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXIII. 659. 1912.

Tabelle 1.

Dispersion der Polarisationsrichtungen auf 111 des Gipses von Friedrichsroda.

Wellenlänge des Lichts in $\mu\mu$	Wirksamer Spektralbereich in $\mu\mu$	Temperatur t in° C	Einstellung	Wahrscheinlicher Fehler einer Einstellung	Anzahl der Einstellungen in jedem Quadranten	Wahrscheinlicher Fehler des Mittelwertes	Einstellung für t = 20,6° C	Dispersion bezogen auf D (589 $\mu\mu$)
420	3	20,6	n° 12,8′	± 5,5′	8	± 1,0′	n° 12,8′	— 13,9,
500	1	20,4	20,1	1,4	4	0,4	20,6	— 6,1
589	1	20,9	27,5	1,4	4	0,4	26,7	0
606	1	20,9	29,0	0,8	4	0,2	28,2	+ 1,5
622	2	20,9	30,4	2,0	4	0,5	29,6	+ 2,9
704	6	21,4	34,8	4,7	8	0,8	32,6	+ 5,9

meßbare Abhängigkeit des Azimuts der Einstellungen vom Gangunterschied bei Benutzung der Halbschattenvorrichtung nicht eintreten konnte.

Für den Winkel φ, den die Polarisationsebene $\mathfrak{H}_1$ der schnelleren Welle auf 111 mit der Kante 111 : 010 bildet, fand ich:

λ	t	φ	wahrscheinlicher Fehler des Mittelwertes
606 $\mu\mu$	19,8° C	74° 48,8′	± 2,5′
desgl.	23,5°	74° 38,9′	± 2,4′

Daraus folgt für den Temperaturkoeffizienten der Polarisationsrichtungen auf 111:

$$\frac{\varDelta \varphi}{\varDelta t} = -2{,}7' \pm 1{,}3'.$$

Wenn man mit Hilfe der Gleichungen, die ich an anderer Stelle entwickelt habe[1], $\varDelta\varphi/\varDelta t$ aus der entsprechenden Größe $\varDelta\varphi/\varDelta t$ für 010 berechnet, so ergibt sich, daß der Temperaturkoeffizient auf 111 um sehr nahe $^1/_3$ größer ist als auf 010 und das entgegengesetzte Vorzeichen hat. Demnach wird:

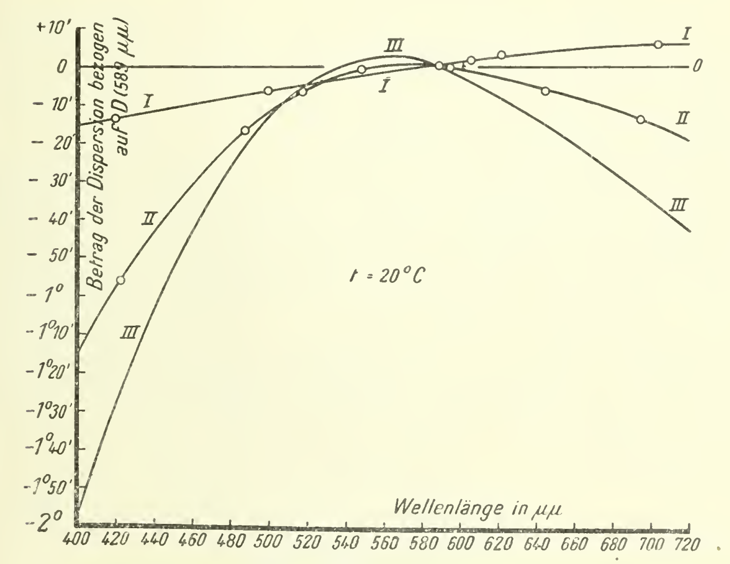
$$\frac{\varDelta \overline{\varphi}}{\varDelta t} = 2{,}0' \pm 1{,}0'.$$

Das ist in der Tat innerhalb der Fehlergrenzen derselbe Betrag, wie er früher von mir direkt durch Messungen auf 010 bestimmt wurde.

[1] M. Berek, N. Jahrb. f. Min. etc. 1913. Beil.-Bd. XXXV. Heft 1.

Unter Berücksichtigung des obigen Wertes für $\Delta\varphi/\Delta t$ erhält man die in der Tabelle angegebene Einstellung für die mittlere Beobachtungstemperatur 20,6° C. Die Kurve I der Figur gibt die Dispersion der Polarisationsrichtungen auf 111 bezogen auf die Polarisationsrichtung für das Licht der D-Linie an. Aus ihr folgt für die Dispersion zwischen D und den wichtigsten Fraunhoferschen Linien des sichtbaren Sonnenspektrums:

h 410 $\mu\mu$	G 430	F 485	E 527	C 656	B 688	a 717
— 14,9′	— 12,9′	— 7,7′	— 4,2′	+ 4,2′	+ 5,4′	+ 6,2′



I: Dispersion der Polarisationsrichtungen auf 111 von Gips, gemessen bei einem auf die Platte auffallenden Strahlenkegel vom halben Öffnungswinkel 1°.
II: Dispersion der Polarisationsrichtungen auf 010.
III: Dispersion des halben wahren Winkels der optischen Achsen, aus I und II berechnet.

Im sichtbaren Bereich ist die Dispersion in der Tat normal. Jedoch ist ihr Betrag, namentlich im violetten Teil, nicht ganz so groß, wie früher berechnet. Zur Erklärung dafür könnte man zunächst anführen, daß bei jener früheren Berechnung die Werte von V für die Lichtarten an den Grenzen des Spektrums aus den nur zwischen F und B bestimmten Werten von H. Dufet extrapoliert sind, und ferner, daß die Werte von V überhaupt nicht allgemein für alle Kristalle übereinstimmen, wie aus den zum Teil erheblichen Differenzen in den Angaben verschiedener Beobachter hervorzugehen scheint.

Man erkennt jedoch sofort, daß diese beiden Umstände allein zur genügenden Erklärung nicht ausreichen, wenn man die Werte der Auslöschungswinkel auf 111 betrachtet. Aus den oben für $\lambda = 606\ \mu\mu$ angegebenen beiden Auslöschungswinkeln erhält man unter Berücksichtigung des Dispersionsbetrages und des Temperaturkoeffizienten für das Licht der D-Linie und $t = 20{,}0^0$ C:

$$\varphi_D = 74^0\ 43{,}8' + 1{,}5' + 4{,}6' = 74^0\ 49{,}9' \pm 2{,}2'$$

Für andere Lichtarten erhält man φ durch Subtraktion des zugehörigen Dispersionsbetrages von φ_D (unter Berücksichtigung des Vorzeichens), so daß in bezug auf die Kante 111 : 010 der Auslöschungswinkel der schnelleren Welle für die Lichtarten von größerer Wellenlänge am kleinsten wird.

Diese Werte von φ sind um ca. $^3/_4{}^0$ größer, als wie sie früher durch Rechnung bestimmt wurden. Um den Grund für diese erhebliche Differenz hinreichend aufzuklären, lag es nahe, zu untersuchen, ob für den vorliegenden Kristall auch die Polarisationsverhältnisse auf 010 größere Abweichungen von denen der früheren Messungen zeigten. Die Tab. 2 enthält die Ergebnisse der an einem Spaltungsblättchen nach 010 dieses Kristalls ausgeführten Messungen. Der relativen Dispersion der Polarisationsrichtungen (der optischen Symmetrieachsen X_3 und X_1) bezogen auf D (589 $\mu\mu$) in der letzten Spalte entspricht

Tabelle 2.

Dispersion der Polarisationsrichtungen auf 010 des Gipses von Friedrichsroda.

Wellenlänge des Lichts in $\mu\mu$	Wirksamer Spektralbereich in $\mu\mu$	Temperatur t in ° C	Einstellung	Wahrscheinlicher Fehler einer Einstellung	Anzahl der Einstellungen in jedem Quadranten	Wahrscheinlicher Fehler des Mittelwertes	Einstellung für t = 20,4° C	Dispersion bezogen auf D (589 $\mu\mu$)
423	3	20,4°	n° 13,3′	± 4,8′	8	± 0,8′	n°13,3′	— 56,3′
488	1	20,5	52,4	1,9	4	0,5	52,6	— 17,0
518	1	20,1	63,6	1,8	4	0,5	63,0	— 6,6
549	1	20,3	68,8	1,5	4	0,4	68,6	— 1,0
595	1	20,4	69,1	2,0	4	0,5	69,1	— 0,5
645	2	20,6	62,3	1,4	4	0,4	62,7	— 6,9
695	5	20,2	56,1	3,6	8	0,6	55,7	— 13,9

die in der Figur gezeichnete Kurve II. Aus ihr folgt für die Dispersion zwischen D und den wichtigsten Fraunhoferschen Linien:

h 410 $\mu\mu$	G 430	F 485	E 527	C 656	B 688	a 717
— 65,3′	— 50,9′	— 18,4′	— 4,6′	— 7,6′	— 12,9′	— 18,6′

Für den Winkel φ, den die Polarisationsebene der schnelleren Welle auf 010 mit der Kante 111:010 bildet, fand ich für $\lambda = 595\ \mu\mu$ und $t = 23,3^0$ C:

$$\varphi = 75^0\,43,6' \pm 1,2'$$

Für das Licht der D-Linie und $t = 20,0^0$ C wird:

$$\varphi_D = 74^0\,43,6' - 0,5' - 6,6' = 75^0\,36,5' \pm \text{ca. } 2^1/_2{}'$$

Sowohl der Betrag der Dispersion wie auch die Größe des Auslöschungswinkels sind innerhalb der Fehlergrenzen und der geringen von Kristall zu Kristall auftretenden Verschiedenheiten dieselben wie bei den früher untersuchten Kristallen.

Aus φ und φ läßt sich nun der unbekannte Winkel der optischen Achsen bestimmen. Den Winkel (111):(010) ermittelte ich mittels eines Goniometers zu

$$x = 72^0\,0' \pm 1'.$$

Aus x, φ_D und φ_D ergibt sich[1]

$$\sin^2 \varphi_D - P_D \sin 2\,\varphi_D = 0,25033.$$

Dieser Wert liegt zwischen 0 und $^1/_2\sqrt{2}$, entsprechend dem positiven Charakter der Doppelbrechung und der geneigten Dispersion der optischen Achsen. Demnach ist

$$\sin V_D = \sqrt{0,25033}.$$

So erhält man für die verschiedenen Fraunhoferschen Linien:

	h 410 $\mu\mu$	G 430	F 485	E 527	D 589	C 656	B 688	a 717
V:	28° 20′	28° 45′	29° 38′	29° 59′	30° 1′	29° 41′	29° 30′	29° 18′
Dispersion bis D:	+ 1° 41′	+ 1° 16′	+ 23′	+ 2′	0	+ 20′	+ 31′	+ 43′

Die Dispersion von V ist durch Kurve III in der Figur dargestellt.

Wenn von andern Beobachtern gelegentlich durch Messungen im totalreflektierten Licht auch so hohe Werte für V gefunden wurden, so sind doch die genauesten Daten von V. v. Lang[2], H. Dufet[3] und A. E. H. Tutton[4] auf $t = 20^0$ C reduziert um ca.

---

[1] M. Berek, N. Jahrb. f. Min. etc. 1913. Beil.-Bd. XXXV. Heft 1.

[2] V. v. Lang, Wien. Ber. math.-nat. Kl. (2.) 76. 793. 1877.

[3] H. Dufet, Bull. de la soc. fr. de Min. 4. 113. 1881.

[4] A. E. H. Tutton, Proc. Roy. soc. Ser. A. 81. 40. 1909. Zeitschr. f. Krist. 46. 153. 1909.

1° kleiner. Dieser Betrag übersteigt aber schon erheblich die Fehlergrenze der berechneten V-Werte. Denn aus der Fehlerrechnung folgt, daß einem wahrscheinlichen Fehler von

1′	in x	ein wahrscheinlicher Fehler von	0,5′	in V,
„	„ φ	„ „ „	1,4′	„ „,
„	„ $\bar{\varphi}$	„ „ „	1,9′	„ „

entspricht. Aus den für x, φ und $\bar{\varphi}$ angegebenen Fehlergrenzen erhält man für den wahrscheinlichen Fehler des Wertes V für die D-Linie somit nur ± 8′.

Aus dem Bisherigen geht hervor, daß die Unstimmigkeit in den Werten für φ und V nur durch einen methodischen Beobachtungsfehler des Winkels φ auf 111 verursacht sein kann. Daß die parallel 111 geschnittene Platte hinreichend planparallel war, ergab sich aus der spektralanalytischen Prüfung ihrer Interferenzfarbe im polarisierten Licht. Eine Drehung der Polarisationsebene des Lichts durch den Objektträger oder die Kristallflächen sowie eine Einwirkung etwaiger Oberflächenschichten[1] ist gleichfalls ausgeschlossen, da nur im senkrecht einfallenden Licht beobachtet wurde. Was schließlich die durch den Öffnungswinkel der abbildenden Strahlen verursachte Ungenauigkeit betrifft, so habe ich schon früher gezeigt, daß auf 010 der hierdurch bedingte Einfluß auf das Messungsergebnis unmerklich klein ist[2]. Wenn die Normalen der auf die Spaltungsplatte nach 010 auffallenden Wellen einen Kegel von 2° Öffnung erfüllen, so liegen z. B. für die senkrecht zur Kante 111 : 010 im Kristall verlaufenden Normalen die zugehörigen Polarisationsrichtungen auf 010 in einem Bereich von nur 1″, für die parallel zur Kante 111 : 010 im Kristall verlaufenden Wellennormalen in einem Bereich von nur 2″. Ganz anders aber liegen in dieser Hinsicht die Verhältnisse für die parallel 111 geschnittene Platte. Wenn man hier den Winkel berechnet, in dessen Bereich die dem Öffnungswinkel des einfallenden Normalenkegels entsprechenden Polarisationsrichtungen liegen, so findet man z. B. für die senkrecht zur Kante 111 : 010 in der Platte verlaufenden Normalen und das Licht der D-Linie 24′, und parallel zu dieser Kante sogar 1° 50′[3]. So erklärt sich, warum diese Platte während einer Drehung zwischen gekreuzten Polarisationsprismen auch im einfarbigen Licht nie so vollkommen dunkel wurde wie eine Spaltungsplatte nach 010, und warum der Eintritt größter Dunkelheit stark mit geringen Verschiebungen des Auges in der

[1] J. Königsberger, Dies. Centralbl. 1908. p. 598.

[2] M. Berek, N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXXIII. 647. 1912.

[3] Die Berechnungen sind leicht mit Hilfe der in N. Jahrb. f. Min. etc. 1913. Beil.-Bd. XXXV. Heft 1 entwickelten Formeln auszuführen.

Austrittspupille variierte, so daß ich, um eine bestimmte Stellung des Auges einhalten zu können, schon von vornherein ein Okulardiaphragma verwandt hatte.

Somit wird der beobachtete Winkel φ ein Mittelwert aller jener den Wellennormalen innerhalb des Öffnungswinkels entsprechenden Polarisationsrichtungen und abhängig außerdem in hohem Maße von der Zentrierung des gesamten optischen Systems. Einer weiteren wesentlichen Verkleinerung des Öffnungswinkels aber wird durch die notwendige Helligkeit eine Grenze gesetzt. Möglicherweise kommt außerdem auf 111 infolge außerordentlich feiner paralleler Spuren der ausgezeichneten Spaltbarkeit nach 010 der Einfluß von Gitterpolarisation in Betracht.

Insofern gewinnen die vorliegenden Messungen ein allgemeineres Interesse, als sie darauf schließen lassen, daß den Messungen mit Hilfe der gebräuchlichen petrographischen Mikroskope infolge der bei ihnen benutzten viel größeren Öffnungswinkel recht erhebliche Fehler anhaften können, falls nicht gerade die Polarisationsrichtungen auf dem Flächenkomplex in der Nachbarschaft der untersuchten Fläche in ähnlicher Weise wenig voneinander differieren wie auf 010 von Gips. Daher ist bei Angaben von Genauigkeitsgrenzen für gemessene Auslöschungswinkel und daraus gefolgerten Schlüssen im allgemeinen Vorsicht geboten.

Berlin, Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität, Februar 1912.

Beiträge zur Plastizitätsfrage.

Von **Richard Lachmann** in Breslau.

Mit 4 Textfiguren.

I.

Die Untersuchungen des Verfassers über die Deformationen der deutschen Kalilager führten zu einer eingehenden Erörterung der Frage, in welchem Grade die Kohäsionseigenschaften der Salzmineralien, namentlich ihre Plastizität zur Erklärung der deformativen Phänomene herangezogen werden dürfen.

Da diese Erörterungen in weiterem Zusammenhang an einer etwas schwer zugänglichen Stelle[1] publiziert werden, so sei es erlaubt, an diesem Orte die geologisch und petrographisch für diese Frage wichtigen Erscheinungen und Gedankengänge gesondert darzulegen.

Es ist zu bedenken, daß das Interesse, welches der Geologe an der Erörterung der Plastizitätsfrage nimmt, sich nicht ohne weiteres mit demjenigen des Physikers und des Ingenieurs deckt.

[1] Studien über den Bau von Salzmassen. Dritte Folge. Kali. 1912.

Die Physik (Auerbach, Ostwald, Tammann) hat die Frage nach der mechanischen Umformbarkeit kristallisierter Substanzen grundsätzlich in positivem Sinne beantwortet. Für den technischen Standpunkt genügt anderseits der in hohem Grade gelungene experimentelle Nachweis der plastischen Umformung eines Minerals bezw. eines Gesteins, der Geologe verlangt aber darüber hinaus nach einer Übereinstimmung natürlicher Vorkommnisse mit den Versuchskörpern, sowie vor allem nach einer Prüfung der quantitativen Bedeutung der Erscheinung im Haushalte der Natur.

In diesem Sinne ist es von großer Bedeutung, daß man mit Milch [1] eine strenge logische Trennung zwischen Mineraldeformation und Gesteinsdeformation vornimmt, wie es anderseits sehr wünschenswert ist, daß man die Begriffe bruchlose und plastische Umformung scharf auseinanderhält. Man muß außer der nicht eigentlich bruchlosen Umformung durch Kleinzertrümmerung

(A.: Kataklasstruktur) folgende drei Arten der Umformung ohne Bruch unterscheiden:

B. die eigentliche plastische Umformung auf Grund mechanischer Umprägung des Minerals,

C. die Umkristallisation (Rekristallisation), soweit sie mit einer Ortsveränderung verbunden ist und

D. die Ummineralisation, das heißt das mit einer Volumenänderung verknüpfte Neuzusammentreten der molekularen Baustoffe eines Minerals zu neuen Verbindungen unter geänderten physikalischen Bedingungen.

Bei den Vorgängen unter C und D handelt es sich also um eine bruchlose (nicht plastische) Gesteinsdeformation ohne Mineraldeformation. Die Gefügeelemente werden nicht mechanisch deformiert, sondern auf dem Wege der Lösung und Wieder-Ausscheidung umgesetzt. Nur im Falle B gehen bruchlose, und zwar plastische Gesteinsdeformationen und plastische Mineraldeformationen Hand in Hand. Es sei gleich vorweggenommen, daß dieser letztere Fall in der Natur niemals vollkommen verwirklicht ist.

Dagegen sind die experimentellen Untersuchungen über plastische Gesteinsumformung bis zu einem hohen Grade der Vollkommenheit gediehen.

Den bekannten Versuchen von Kick, Rinne und Adams zur Feststellung der Plastizität unter hohem allseitigen Druck haftete ein technischer Mangel an, der darin gelegen ist, daß es bisher nicht möglich erschien, über die Art und Weise eine Aussage zu machen, wie sich innerhalb der Druckzylinder die von der Presse

[1] Über Plastizität der Mineralien und Gesteine. Geologische Rundschau. II. 1911. p. 145–162.

ausgeübten Druckkräfte auf dem Versuchskörper, die ihn einschließende Schmelzmasse und die inneren Wände des Zylinders verteilen. Und dabei ist gerade diese Frage für uns von größter Bedeutung, weil ja der von der Schmelzmasse fortgeleitete Druck nach dem HEIM'schen Theorem die molekulare Auflockerung vornimmt und den Zustand der „latenten Plastizität" herbeiführt, indessen der auf den Versuchskörper selbst wirkende Überdruck der eigentlichen deformierenden gebirgsbildenden Faltungskraft entspricht. Nun ist es kürzlich v. KÁRMÁN[1] gelungen, eine Versuchsanordnung zusammenzustellen, bei welcher unabhängig von einander auf einen Gesteinszylinder mit Hilfe von Glyzerin ein „Manteldruck" auf die Außenfläche ausgeübt werden kann, während zwei Druckstempel aus Nickelstahl gegen die beiden Basisflächen der Gesteinssäule gepreßt werden können und hierbei einen axialen Druck von bis zu 10 000 Atmosphären zuließen. Die Versuchskörper mit ihrer Umhüllung aus Glyzerin befinden sich dabei innerhalb eines auf 6000 Atmsophären geeichten Krupp'schen Hochdruckzylinders, und eine dünne Schutzhülse aus Messing verhindert das Eindringen der Flüssigkeit in den Gesteinskörper.

Zu den Versuchen wurde Carrarascher Marmor und feinkörniger Buntsandstein verwandt. Die Versuchsergebnisse sind in den beiden nachstehenden Diagrammen wiedergegeben, in denen als Abszisse die Verkürzung der Säulen in Prozenten und als Ordinate der Überdruck des axialen über den Manteldruck in Atmosphären eingetragen ist. Die einzelnen Kurven zeigen das Verhalten der Gesteinskörper unter dem Einfluß des beigefügten jeweiligen Manteldrucks.

Von den wichtigen Ergebnissen dieser Experimente heben wir nur hervor, daß

1. bei Marmor und Sandstein ein allseitiger Druck von etwa 700—800 Atmosphären erforderlich ist, um bei Anwendung eines geeigneten Überdruckes plastische Deformationen zu erzielen und

2. bei sehr hohen Manteldrucken stets wachsende Überdrucke nötig sind, um noch merkliche Formänderungen hervorzurufen.

Im Gegensatz zu der herrschenden Meinung werden wir also durch die KÁRMÁN'schen Versuche darüber belehrt, daß die Plastizität der Gesteine nur bis zu einem gewissen Optimum sich mit dem zunehmenden allseitigen Drucke steigert, daß aber von einer gewissen Höhe des allseitigen Druckes an der Widerstand gegen die Deformationen (die Festigkeit) wächst, bis eine Formänderung der Gesteine außer unter abnormen Drucken nicht mehr möglich wird. KÁRMÁN hat von seinen Versuchskörpern nach der Beanspruchung Dünnschliffe hergestellt, und deren mikroskopische Untersuchung hat ergeben, daß zwei wesentlich verschiedene Arten von Formänderungen unterschieden werden müssen.

[1] Über Festigkeitsversuche bei allseitigem Druck. Zeitschr. d. Ver. d. Ing. 1911. 2. 1748 ff.

a) Die Formänderung der Gesteine hauptsächlich bei geringem allseitigem Druck. Hierbei verschieben sich die einzelnen Kristallkörner gegeneinander, und es entstehen Zertrümmerungszonen und Trübungen an ihrer Grenze. Die Versuchskörper weisen auch eine

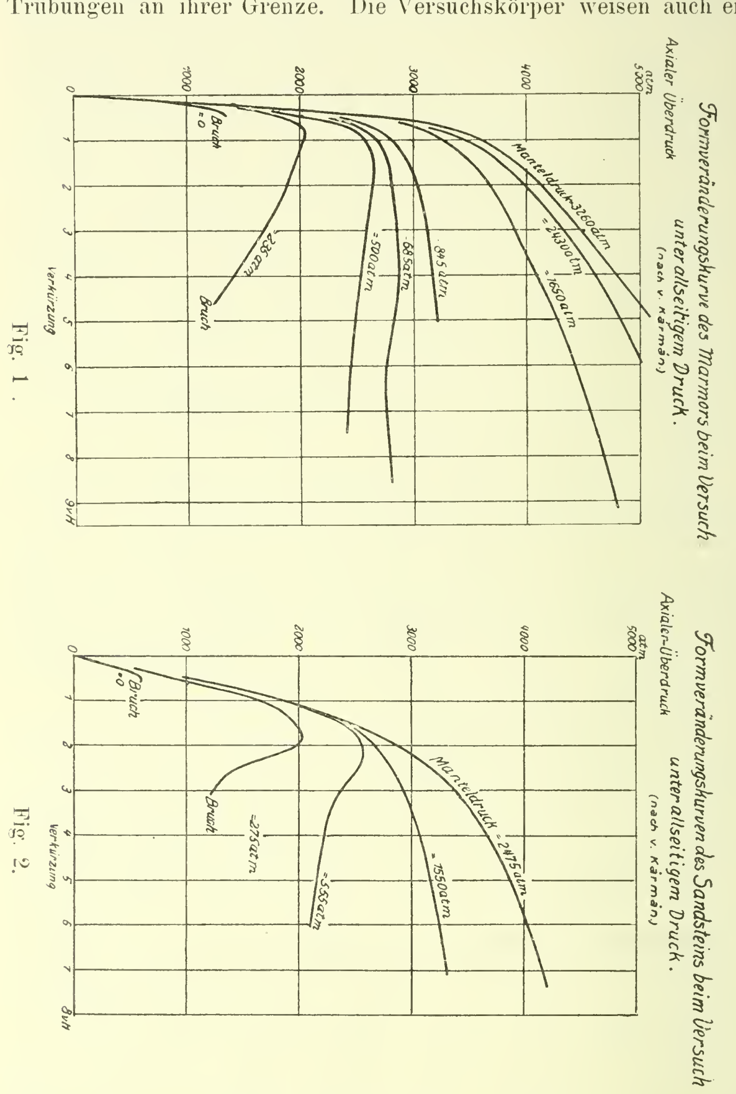


Fig. 1.

Fig. 2.

geringere Festigkeit auf, als vor der Beanspruchung. Kármán bezeichnet den Vorgang als eine intergranulare Formänderung. Er entspricht der Feinzertrümmerung oder der Kataklasstruktur der Petrographie und erniedrigt die Festigkeit der Versuchskörper.

b) Die Formänderung der Gesteine bei hohem allseitigem Druck. Die Kristallkörner werden hierbei derart aneinandergepreßt, daß eine gegenseitige Verschiebung nicht mehr möglich ist. Die Formänderung vollzieht sich durch Ausbildung von Zwillingslamellen innerhalb der Kristallindividuen (intragranulare Formänderung). Die Beobachtung, daß in diesem Zustande der Fortschritt der Umformung sehr schnell erschwert wird — entsprechend der Steilheit der oberen Kurven in den Diagrammen — erklärt v. Kármán in der Weise, daß zunächst die Kristalle mit für die Zwillingsverschiebungen geeigneter Lage, bei welchen also die Spannungslinien in den Zwillingsebenen liegen, deformiert werden. Später kommen dann die ungünstiger gelegenen Kristallkörner an die Reihe. Das Ergebnis der Umformung unter allseitigem Druck pflegt eine Verfestigung der beanspruchten Körper zu sein.

Aber noch ein Drittes scheint aus diesen Versuchen hervorzugehen. Die Verkürzung der Marmorzylinder um 5 v. H. wurde bei einem Manteldruck von 500 Atm. durch Anwendung eines Überdrucks von 2500 Atm. erzielt. Bei Steigerung des Manteldrucks auf 3260 Atm. ließ sich die gleiche Verkürzung nicht einmal unter Aufbietung von 5000 Atm. erreichen. Es zeigt sich, daß die Deformationskurve mit wachsendem Manteldruck sich der Überdruckaxe nähert, so daß bei einem allseitigen Druck von 10 000 Atm. überhaupt keine meßbaren Formänderungen außer bei den gewaltigsten Überdrucken zu erwarten sind. Wahrscheinlich ist unter diesen Umständen die Aneinanderpressung der Körner eine derartige, daß selbst die geringen Bewegungen an der Oberfläche der Kristallkörner, welche in Begleitung der Zwillingsbildung vor sich gehen muß, zur Unmöglichkeit wird.

Es ergibt sich demnach auf experimentellem Wege, daß eine plastische Umformung von Marmorgestein ohne Zertrümmerung des Gefüges unter Ausbildung von Zwillingslamellen innerhalb der Kristallkörner nur im Bereiche einer begrenzten Erdzone etwa zwischen 3 und 6 km Tiefe denkbar erscheint [1]. In höheren Lagen tritt eine nach der Oberfläche zu gröber werdende Zertrümmerung der Massen ein. In Tiefen von 6 km kann überhaupt keine mechanische Gestaltsänderung mehr vor sich gehen. Diese Zahlen sind natürlich für andere Gesteine verschieden. Für feinkörnige Sandsteine dürften sie bei 4 und 8 km liegen [2].

[1] Man müßte denn die Annahme machen, daß die Horizontalkräfte in der Tiefe ins Ungemessene wachsen. Dies steht mit Beobachtungen an Decken in Widerspruch. Die hangenden Schweizer Decken sind relativ schneller bewegt als die tieferen, folglich nahmen die Druckkräfte bei der Alpenfaltung nach der Tiefe zu ab.

[2] Ähnliche Folgerungen, daß nämlich die Plastizität unter steigendem Druck abnimmt, hat bereits Daly aus den Adam'schen Versuchen gezogen. (The nature of volcanic action. Proc. Amer. Inst. Arts and Sc. XLVII. Juni 1911.)

II.

Jedoch auch innerhalb der optimalen Zone für mechanische Deformation spielt dieser Faktor, wie die petrographische Beobachtung lehrt, nur eine geringe Rolle. Die Fälle sind sehr bald aufgezählt, in welchen mechanisch-homogene Biegungen von Mineralkörnern beschrieben wurden, die mit einiger Sicherheit auf Gebirgsdruck zurückgeführt werden können. Solche Fälle sind bekanntlich von Milch am Quarz und Orthoklas beobachtet worden, und auf lastende Gesteinsmassen, wenn auch nicht auf tektonische Kräfte, sind die natürlichen Translationen an Steinsalzkristallen zurückzuführen, die jüngst von Rinne abgebildet wurden [1].

Diesen verhältnismäßig spärlichen Beobachtungen an natürlichem Material, denen noch eine Reihe von Fällen an die Seite zu stellen wäre, bei denen mechanisch deformierte Mineralien in engem Verbande mit zerbrochenen oder unversehrten anderen Körpern angetroffen wurden, bei denen also für das Gestein eine plastische Umformung nicht angenommen werden darf, diesen Ausnahmefällen in der Natur steht nun die ungeheure Fülle von gebogenen und gefalteten Gesteinsmassen gegenüber, für deren Erklärung eine andere Entstehung angenommen werden mußte.

Eine solche hat die moderne Petrographie seit den Forschungen Lossen's in den kristallinen Schiefern des Harzes in der Vorstellung der Umkristallisation des in große Tiefen und unter große Gebirgsdrucke geratenen Gesteinsmaterials zur Verfügung. Unter den dort herrschenden Umständen, so wird angenommen, sind selbst Schiefer und Sandsteine in dem als Bergfeuchtigkeit allgegenwärtigen und stark überhitzten Wasser löslich, und dieser Umstand gestattet, daß sich die Gesteine als Ganzes durch Verschiebung der Kristalle in Falten legen, ohne daß ein mechanisches Zerbrechen oder ein plastisches Umformen der einzelnen Mineralkörner eintritt.

Ein besonders einleuchtendes Beispiel soll erläutern, wie sich in konkreten Fällen bei der Untersuchung von dislozierten Gesteinen der Anteil der plastischen und der Lösungs-Umformung ergeben hat.

W. Salomon beschrieb 1897 gequetschte Gesteine aus dem Mortirolotale in den Bergamasker Alpen [2]. Hier sind aus massigen Eruptivgesteinen auf dem Wege der bruchlosen Umformung scheinbar geschichtete kristalline Schiefer geworden. Die bruchlose Umbiegung ist aber nur zum allergeringsten Teile eine plastische. An gewissen Biotitgneisen obwiegt bei weitem der Betrag des durch Bruch ausgelösten Teiles der mechanischen Energie, wahrscheinlich weil die Umformung oberhalb der für die beanspruchten Mineralien zu ihrer plastischen Umformung erforderlichen Grenzstufe vor sich

[1] Natürliche Translationen an Steinsalzkristallen. Zeitschr. f. Kryst. **50**. 1912. S. 259 ff.

[2] N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XI. p. 355 ff.

ging. Bei anderen Gesteinen aber, besonders bei einem umgeformten Hornblendediorit, ist der größte Teil der mechanischen Energie in chemische Arbeit verwandelt worden. Diese Umwandlung äußerte sich einmal in der Streckung der Mineralien senkrecht zur Druckrichtung und zweitens in der Umwandlung gewisser Gemengteile der Gesteine, namentlich des Andesins, in Silikate von gleicher chemischer Zusammensetzung, aber geringerer Raumverdrängung.

Alle vier eingangs erwähnten Umformungskategorien wirken demnach zusammen, um die bruchlose Umformung zu erklären.

Was die uns besonders interessierende zweite Form anlangt, so berichtet Salomon von einer plastischen Torsion des Quarzes in den Gneisen bis zu 57 ^{0}, läßt uns aber nicht darüber im Zweifel, daß der relative Betrag dieser Art von Umformung ganz außerordentlich zurücktritt.

Es ließe sich auch an anderen Beispielen feststellen, daß die moderne Petrographie der Plastizität der Mineralien nur eine quantitativ ganz beschränkte Rolle bei der Umformung von Gesteinen zuweist. Es genügt hier der Hinweis, daß nicht ein einziger Fall derart nachgewiesen ist, daß eine in der Natur beobachtete Biegung von festen Gesteinen durch eine gleichsinnige plastische Umformung seiner sämtlichen mineralischen Gefügeelemente eindeutig erklärt werden konnte.

Der bekannte Heim'sche Satz gilt also für feste Gesteine in der beschränkten Form, daß zwar nicht eine plastische, wohl aber eine bruchlose Umformung der Gesteine vorkommt. Was die gesteinsbildenden einzelnen Mineralien in der Erdrinde anlangt, so gibt es für jede derselben eine optimale Tiefenzone für plastische Umformung, welche beispielsweise für Kalkspat nach den Versuchen Kármán's zwischen 3 und 6 km gelegen ist. Oberhalb dieser Zone herrscht Kataklase, unterhalb wird jede mechanische Formänderung in festem Zustande zur Unmöglichkeit.

Die Spärlichkeit im Vorkommen wirklich beobachteter plastisch deformierter Mineralien selbst in der optimalen Plastizitätszone erklärt sich ungezwungen dadurch, daß die Gestaltsänderung durch Lösungsumsatz, der Hauptfaktor der Gesteinsumformung überhaupt, für die meisten Substanzen in der genannten Zone bereits überwiegend sich geltend macht. Offenbar ist der Energieaufwand bei diesem Vorgang der geringere.

III.

In welcher Weise ist nun das erzielte Resultat auf das spezielle Problem der Formänderung von Salzmassen anzuwenden?

Die Rinne'schen Versuche lassen vermuten, daß die geologisch

optimale Plastizitätszone für Steinsalz bei über 3 km gelegen ist[1]. Wenigstens geht aus einigen allbekannten Tatsachen hervor, daß in Tiefen bis etwa 2 km die Steinsalzmassen für die geologische Betrachtung als ein durchaus spröder Körper in Rechnung zu stellen sind.

Es sei nur daran errinnert, daß in den Tiefen, bis zu denen der Bergbau vorgedrungen ist, das heißt bis zu den Tiefen von 1 km und darüber Steinsalz immer noch das sprödeste Material ist, mit dem der Bergmann zu tun hat. Auch nicht im härtesten Granit könnte man Hohlräume von Tausenden von Kubikmetern Inhalt ohne Zimmerung aufrecht erhalten, wie es in Salz- und Kalibergwerken durchaus die Regel ist.

Ebenso sprechen für die große Sprödigkeit der Salzmassen die aus über 1500 m Tiefe herausgeholten Kerne der Salzbohrungen, und erfahrene Bohrfachleute bestätigen, daß von einem Festklemmen des Bohrgestänges, wie es infolge des überlastenden Gebirgsdruckes bei anderen Gesteinsarten vielfach der Fall ist, gerade im Salze nie etwas gespürt wird.

Es sei auch auf jene früher von mir abgebildeten vulkanischen Schlagrisse hingewiesen, welche im Steinsalz des Werratals von den explosiven Schußkanälen in derselben Weise ausstrahlen, wie die Sprünge auf einer von einem Steinwurf getroffenen Glasscheibe[2]. Sie verursachen nicht eigentlich eine Verschiebung der Schichten, sondern sind meistens nur durch eine Linie zertrümmerter Salzkristalle kenntlich. Ein anschaulicherer Beweis gegen ein plastisches Verhalten von Salzmassen in Tiefen von 1—2 km dürfte wohl kaum zu erbringen sein.

Daß anderseits die Reaktion auf Druck durch Lösungsumsatz gerade beim Steinsalz eine ganz prominente Rolle spielt, ist die natürliche Folge seiner leichten Löslichkeit. Für Salzmassen gilt daher in verschärftem Maße der oben für die festen Gesteine überhaupt begründete Satz, daß bei der Formänderung die Plastizität gegenüber der Umkristallisation zurücktritt.

Diese Behauptung mag durch einige Beispiele erläutert werden. Posepny hat das merkwürdige Vorkommen von Braunkohle im Steinsalz von Rimnik Akna wiedergegeben, welches Foith im

---

[1] Auf der diesjährigen Greifswalder Jahresversammlung der deutschen geologischen Gesellschaft demonstrierte Professor Milch die überraschend vollkommene Biegung von durch Spaltung erhaltenen Steinsalzstäbchen bei geringer Erwärmung. Salzstäbchen lassen sich sogar in einigen Wochen bei normaler Zimmertemperatur homogen plastisch deformieren. Es kann also a priori keinem Zweifel unterliegen, daß im Erdinnern bei Biegungsbeanspruchung eine plastische Deformation hätte eintreten können. Nur sind offenbar die natürlichen Bedingungen normalerweise abweichende.

[2] Der Salzauftrieb. Halle 1911. Figur 23.

Jahre 1850 beobachtet hat[1]. Wir sehen einen wohlgeschichteten Braunkohlenbrocken zertrümmert in kristallinischem Steinsalz eingeschlossen, in der Weise, daß man ohne Schwierigkeit einzelne jetzt durch Steinsalz getrennte Bruchstücke wieder aneinanderfügen könnte. Die Braunkohle ist durchzogen von einer Schicht von hellem Harz, den wir wohl mit dem als Pyropissit bezeichneten Mineral unseres Halle-Merseburger Braunkohlenreviers[2] gleichstellen dürfen. Jedenfalls handelt es sich noch mehr wie bei der Braunkohle um einen durch große Weichheit ausgezeichneten wachsartigen Körper von einer unvergleichlich geringeren Sprödigkeit wie Steinsalz. Wenn nun trotzdem das Steinsalz die durch Trennung seiner Einschlüsse geschaffenen Zwischenräume als scheinbar plastischere Füllmasse auskleidet, so ist doch wohl das eine klar, daß es nicht im festem Zustande mechanisch eingepreßt wurde, sondern daß eine Salzlösung in die Risse des Einschlußkörpers eindrang und daß die sich ausscheidenden Kristalle die Bruchstücke auseinandergeschoben haben.

Die Erklärung durch Umformung auf dem Wege des Lösungsumsatzes ist auch auf die ganz überwiegende Mehrzahl der Fälle anzuwenden, in denen in Salzschichten eine Biegung der Schichtung wahrgenommen werden kann. Man achte einmal auf Grubenfahrten auf jene kleinen, oft beschriebenen Fältelungen, und man wird immer und immer wieder die Wahrnehmung machen, daß die Schichten gebogen und die Kristalle gerade sind. Ja es zeigen sich Beispiele dafür, daß zusammenhängende Steinsalzkristalle, deren parallele Spaltflächen in mehreren Quadratdezimetern Fläche das Grubenlicht wiederspiegeln, zwei und mehr anhydritische Jahresringe umspannen, deren jeder aufs heftigste und nicht einmal ganz parallel dem Nachbar gefältelt ist.

Nur als Ausnahme ist zu erwähnen, daß auch in der Natur hier und da die von Mügge künstlich erzeugte Translationsstreifung an Steinsalzkristallen mit schwach wellig verbogenen Spaltflächen gefunden werden. Die Umstände ihres Auftretens berechtigen aber zu Zweifeln darüber, ob bei diesen Unregelmäßigkeiten in der Kristallausbildung wirklich der Gebirgsdruck als Erklärung herangezogen werden darf.

Im Berlepschacht bei Staßfurt beobachtete ich die charakteristischen Wellenstreifungen, welche diagonal an den Würfelflächen nach dem Rhombendodekaeder an wasserhellen, mehrere Zentimeter großen Kristallen verliefen. Diese Würfel aber entstammten dem jüngeren Steinsalz, und zwar einer sehr ruhig gelagerten Partie, welche in der Schichtung gar keine Faltung erkennen ließ.

---

[1] Studien a. d. Salinargebiet Siebenbürgens. Jahrb. d. k. k. Reichsanst. 1871. Tafel V Fig. 29.

[2] Vgl Heinhold, Über die Entstehung des Pyropissits. Jahrb. d. geol. Landesanst. f. 1906. p. 114—158.

Ein größeres Material von Steinsalzkristallen mit krummen Spaltungsflächen wurde mir sodann von der Betriebsleitung der Grube Beienrode aus dem älteren Steinsalz zur Verfügung gestellt. Hier waren die Anhydrithäute stark zerrissen und gefältelt, aber zwischen der Deformation der Schichtung und den Biegungen der Spaltflächen bestand nicht der geringste Zusammenhang. Gerade Strecken der Anhydritschichten werden sowohl von geraden wie von gekrümmten Spaltflächen geschnitten und begleitet, und an Krümmungen der Schichtung ließen sich gleichsinnige und widersinnige Biegungen der Würfelflächen beobachten. Bei der nachgewiesenen Unabhängigkeit der Deformation der Schichtung von derjenigen der Kristalle ist es nicht angängig, den Gebirgsdruck für beide Phänomene zur Erklärung heranzuziehen, und damit entfällt naturgemäß die Möglichkeit, wenigstens das Zusammengesetzte der beiden Erscheinungen, nämlich die Schichtenfaltung, mit Hilfe der Plastizität des Steinsalzes zu deuten.

Ja selbst Zweifel darüber scheinen mir berechtigt, ob denn die Translationsstreifung und die Biegung der Würfel durch die Gebirgsfaltung hinreichend erklärt sind. Häufig zeigte ein und derselbe Kristall auf verschiedenen Spaltflächen Krümmungen in verschiedenen Richtungen. Eine gerichtete Kraft, wie sie der faltende Gebirgsdruck ist, schien keineswegs geeignet, derartige Formänderungen zustande zu bringen. Es sei ferner an die bekannte Erscheinung gebogener Kristalle erinnert, welche in Hohlräumen aufwachsen und die ebensowenig durch mechanischen Druck verursacht sein können wie ein im Besitze des Verfassers befindlicher stark verbogener Gipskristall aus den Schichten des Gipshutes von Hohensalza, der aus tektonischen Gründen jedenfalls niemals von gebirgsbildenden Kräften getroffen worden ist.

Es ist deshalb sehr wahrscheinlich, daß Kristallbiegungen auch von der Art, wie sie künstlich mit der Kristallpresse hervorzurufen sind, in der Natur durch immanente Kräfte bei der Diagenese sich bilden können.

In diesem Sinne mögen Berufenere entscheiden, ob die Vermutung haltbar ist, daß die hier und da auftretenden krumm ausgebildeten Steinsalzkristalle durch Behinderung der Individuen bei der Umkristallisation, nicht aber durch mechanisch faltenden Gebirgsdruck zu erklären sind. In dem gegenwärtigen Zusammenhange genügt die Feststellung, daß der Lösungsumsatz, nicht die Plastizität des Materials die Schichtenfaltung der Salze verursacht hat.

Mit dieser Feststellung ist sehr wohl vereinbar, daß unter besonderen Verhältnissen namentlich in großen Tiefen und bei einer Verhinderung der Umkristallisation durch wasserdichten Abschluß einzelner Steinsalzschichten auch in der Natur gelegentlich in seltenen Fällen die plastische Eigenschaft des Materials sich geltend

macht. So erklärt sich vielleicht das erwähnte, durch RINNE beschriebene Vorkommen natürlich deformierter Kristalle im Ton von Gräfentonna, und auch dem Verfasser ist es gelungen, zwei Fälle aufzufinden, bei denen Aggregate von Salzkristallen durch Gebirgsdruck plastisch deformiert waren.

Auf dem Kalibergwerk Niedersachsen bei Celle enthält der graue Salzton unmittelbar im Hangenden des Kalilagers eine etwa 5 cm mächtige, durch Kieserit und Carnallit verunreinigte Lage roten, großkristallinischen Salzes. Die Aufrichtung der Schichten



Fig. 3. Ansicht eines Steinsalzblockes mit Rutschstriemen. Kaliwerk Niedersachsen bei Celle.

und eine senkrechte Striemung im Ton beweisen eine mächtige Aufwärtsbewegung der Massen. Dieser Bewegung konnte die im Ton abgeschlossene Salzschicht nur durch mechanisch-plastische Deformation der einzelnen Kristalle nachgeben, welche genau parallel den Rutschstreifen verzerrt sind.

In Fig. 3 ist ein charakteristisches Bruchstück dieses Vorkommens abgebildet. Man erkennt die lebhaft an Gletscherschrammen erinnernde Riefung und Politur an der Außenseite des Salzblocks, an dessen Rückseite die gleiche Erscheinung etwas undeutlicher zu beobachten ist.

Vor Ort war die Richtung der Striemen im Fallen der unter 70^0 geneigten Schicht gelegen.

Fig. 4 zeigt die Ansicht der in Fig. 3 links gelegenen Bruchfläche. Man sieht hinter der Kante die Längsstriemen und parallel dazu das Aufleuchten der Bruchflächen von leistenförmig gestreckten Steinsalzkristallen. Das Individuum am linken Rande der Abbildung hat eine Breite von 2,7—3,3 mm und ist auf 105 mm Länge gestreckt. Setzen wir eine kubische Ausbildung des Kristalls vor der Auswalzung voraus, so beträgt die Streckung etwa das 35fache. Die Kristalle sind zwischen zwei Rutschflächen gleichsam ausgeplättet worden, haben aber ihre kristallographische Orientierung noch gut bewahrt, wie aus dem parallelen Aufleuchten der Würfelspaltflächen zu erkennen ist.

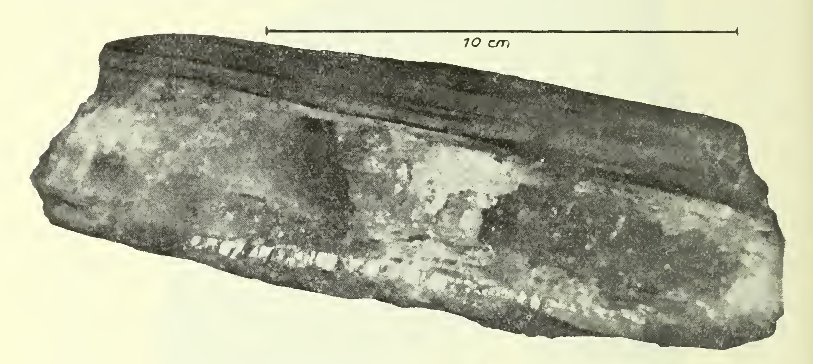


Fig. 4. Derselbe Block im Querbruch. Man beachte die Auswalzung der Steinsalzkristalle.

Eine noch weit vollkommenere plastische Umformung konnte Verfasser an einem Steinsalzkristall feststellen, der den Erdwachsgruben von Boryslaw in Galizien entstammt und demnächst besonders und ausführlich beschrieben werden soll. Es handelt sich um ein allseitig in Ozokerit eingeschlossenes Vorkommen, bei welchem die mechanischen Bedingungen der Umformung bei der Überschiebung des Karpathenrandes noch recht gut rekonstruierbar sind und das unter sehr hohem Druck auf das anschaulichste deformiert worden ist. Der Einschluß in eine weiche und plastische Masse, starke Drucke und ein absoluter Wasserabschluß sind hier zusammengetroffen, um eine für den Experimentator wahrscheinlich unerreichbar günstige Versuchsanordnung zu schaffen.

Der Fall Boryslaw lehrt also, daß unter gewissen engbegrenzten Umständen die natürliche Plastizität des Steinsalzes zu noch weit absonderlicheren Formen führt, als sie experimentell bis heute erzielt worden sind.

Wenn also lediglich durch die mechanische Plastizität des

Steinsalzes, wie die ersten Veröffentlichungen von Harbort [1] vermuten ließen, und lediglich durch das Heransquellen dieses plastisch gewordenen Steinsalzes aus Spalten die norddeutschen Salzstöcke erklärt werden sollten, so müßten wir in den Gruben bei Hannover keine grobkristallinischen Salzmassen, sondern ein Gefilz von zerpreßten Steinsalzfäden vorfinden [2].

IV.

Es bleibt noch übrig, die neuen Beobachtungen an Steinsalzmassen mit den Erfahrungen der petrographisch-geologischen Forschung an schwer löslichen und deformierten Gesteinen, besonders an kristallinen Schiefern, in Vergleich zu bringen.

Die Untersuchungen an den permischen Salzmassen haben den Vorzug, daß die Erscheinungen und Ursachen der Deformation hier vollständiger und leichter zu übersehen sind als an den kristallinen Gesteinen, deren physikalisch-chemische Entstehungsbedingungen nur schwer rekonstruierbar erscheinen.

Am Steinsalz ließ sich feststellen:

a) daß die plastische Umformung des Materials gegenüber der Umformung durch Lösungsumsatz (Rekristallisation) quantitativ, d. h. als geologischer Faktor keine Rolle spielt;

b) daß die Ursache der Deformation nicht in regionalen gebirgsbildenden Kräften, sondern in Vorgängen der Selbstumformung (Autoplastie) der Salzmassen gesucht werden muß. Als wesentliche autoplaste Faktoren hat Arrhenius thermische Volumenänderungen und den Auftrieb des spezifisch leichten Salzes bezeichnet [3].

Die erste dieser beiden Thesen steht nach der vorstehenden Darlegung mit den übrigen Ergebnissen der Petrographie in Einklang. Was die zweite anlangt, so soll hier die Frage wenigstens aufgeworfen werden, ob nicht auch in den kristallinen Schiefern, in denen die Becke'sche Hypothese der Kristallisationsschieferung zu theoretisch so anfechtbaren Konsequenzen wie die Sander'sche „Abbildungs-Kristalloblastese" [4] geführt hat, nicht ebenfalls autoplaste Kräfte anstatt des Gebirgsdrucks zur Erklärung der Deformationen hinreichend und notwendig sind.

---

[1] Zur Geologie der nordhannoverschen Salzhorste. Monatsber. d. deutsch. Geol. Ges. **62**. 1910. p. 326 ff.

[2] Bei einer mündlichen Besprechung betonte Herr Dr. Harbort, daß er ebenfalls die Einwirkung von Lösungsvorgängen bei der Ausbildung der Salzstöcke heranzieht, so daß nunmehr seine Anschauungen über den Bewegungsvorgang mit den von Arrhenius und mir geäußerten im wesentlichen harmonieren.

[3] Arrhenius und Lachmann, Bildung der Salzlagerstätten. Geologische Rundschau. **3**. 1912. p. 139 ff.

[4] Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Mineral. u. petr. Mitt. **30**. 1911. p. 298.

Ueber die gediegenen chemischen Elemente in der Erdkruste.

Von **W. Vernadsky** in St. Petersburg.

Bei der Bearbeitung des ersten Bandes meines „Versuchs einer deskriptiven Mineralogie: I. gediegene Elemente", welcher in russischer Sprache erschienen ist[1], habe ich, soviel es mir möglich war, das ganze Beobachtungsmaterial kritisch durchgesehen.

Als Resultat konnte ich eine Tabelle von wenigstens 106 Mineralien, welche den gediegenen Elementen entsprechen, zusammenstellen. Diese Tabelle, da sie in russischer Sprache[2] weniger zugänglich ist und den anderen neueren Zusammenstellungen (z. B. der Tabelle von P. v. Groth) nicht ganz entspricht, will ich hier wiedergeben.

Die Zahl von 106 Mineralien muß als Minimum angesehen werden. Ohne Zweifel haben wir noch Andeutungen über verschiedene andere Naturprodukte, welche hierher gehören, aber nicht in die Tabelle eingestellt sind, da ihre Eigenschaften oder Fundortsangaben noch einer Prüfung bedürfen. So z. B. wurden einige Goldfindlinge analysiert, welche sehr viel Zink[3], oder Antimon[4] enthalten; es bleibt aber noch zweifelhaft, ob dies natürliche Erzeugnisse waren. Wahrscheinlich ist auch in den Gruppen von Hg-Ag[5] und von Os-Ir-Ru-Rh[6] die Liste der Mineralien sehr unvollständig. Von anderer Seite ist zu erwarten, daß wir zwischen kolloidalen Erdprodukten noch viele hier nicht angenommene Mineralien finden werden, z. B. ist es sehr wahrscheinlich, daß Allemontit (As, Sb) auch eine kolloidale Form im ersten Stadium seiner Bildung besitzt; dasselbe ist sehr möglich für Palladiumplatin[7]. Auch unter den vulkanischen Emanationen wird man gewiß andere Metalle — nicht nur Quecksilber und Silber wie in der Tabelle steht — beobachten. Aber augenblicklich ist es vorsichtiger, alle diese Möglichkeiten nicht zu berühren, da bis jetzt keine bestimmten Beobachtungen in der Natur darüber vorliegen.

Von anderer Seite werden vielleicht einige von den in die Tabelle gestellten Mineralien später bei besserer Untersuchung

---

[1] В. Вернадскій, Опыт описательной минералогіи. I. Химическіе элементы. Вып. 1—4. Сѣб. 1908—1912. p. 1—656. Die letzte, 5. Lieferung ist im Druck. Dieser erste Band enthält nur gediegene chemische Elemente.

[2] В. Вернадскій, Опыт описат. мин. Сѣб. 1908. p. 156 und Addenda u. Corrigenda in 5. Lieferung des Werkes.

[3] В. Вернадскій, Опыт etc. 1909. p. 268.

[4] l. c. 1910. p. 358.

[5] l. c. 1910. p. 410 ff.

[6] l. c. 1909. p. 248 ff.

[7] l. c. 1909. p. 215.

Tabelle der gediegenen Elemente und deren Mischungen[1].

I. Feste kristallisierte chemische Elemente.

A. Metalle.

Gruppe	Mineral	Zusammensetzung	System	Beobachter
I. Eisen Nickel	1—3. α, β, γ Ferrit	Fe	Regulär	WALLERIUS 1778. OSMOND 1890.
	4. Kamacit α	(Fe, Ni)	„	REICHENBACH 1861. A. NORDENSKIÖLD 1874.
	5. Taenit α γ	(Fe, Ni)	„ ?	REICHENBACH 1861. A. NORDENSKIÖLD 1874.
	6. Octibbehit	(Ni Fe)	„	SHEPARD 1867.
	7. Awaruit	Ni_2 Fe ?	„	SKEY 1885.
	? 8. Gediegen Roheisen	(Fe, C)	„	MOSSIER 1778. INOSTRANZEFF 1907.
Platin Iridium Palladium Eisen	? 9. Platineisen	(Fe, Pt)	„	OSANN 1827.
	10. Platin	Pt	„	WOLLASTON 1803.
	11. α-Ferroplatin	(Pt, Fe, Ir)	„	SOBOLEWSKY u. WARWINSKY 1827. VERNADSKY 1908.
Platin Eisen Iridium Palladium	12. α-Polyxen	(Pt, Fe, Ir)	„	ULLOA 1748. HAUSMANN 1813.
	13. β-Ferroplatin, 14. β-Polyxen	(Pt, Fe)	„	BERZELIUS 1829. VERNADSKY 1908. / WOLLASTON 1804. MUCHIN 1842. VERNADSKY 1908.
	15. Iridium	(Ir, Pt)	„	BREITHAUPT 1833.
	16. Iridiumplatin	(Pt, Ir, Fe)	„	SVANBERG 1835.
	17. α-Palladiumplatin	(Pt, Pd)	„	HUSSAK 1904—1906.
	18. β-Palladiumplatin	(Pt, Pd, Ir)	„	HUSSAK 1906. VERNADSKY 1908.
	19. Palladium	Pd	„	WOLLASTON 1808.
	20. Allopalladium	Pd	Hexagonal	ZINCKEN 1835. DANA 1868.

[1] Die Mineralien, deren Selbständigkeit etwas zweifelhaft ist, sind mit „?" notiert. Der Name des ersten Beobachters oder des ersten Verfassers, der sie als Mineral bestimmt hat, ist bei jedem Mineral mit dem Jahre der Publikation angegeben.

Gruppe	Mineral	Zusammensetzung	System	Autoren
Iridium Osmium Rhodium Ruthenium	21. Sysserskit	(Ir, Os)	Hexagonal	Rose 1833. Haidinger 1845.
	22. Nevjanskit	(Ir, Os)	„	Wollaston 1805. Haidinger 1845.
	23. Rutheniumnevjanskit	(Ir, Os, Ru)	„	Ste. Claire Deville 1859. Vernadsky 1908.
	24. Rhodiumnevjanskit	(Ir, Os, Rh)	„	„ „ „ „ „ „
	25. Platinanevjanskit	(Ir, Os, Pt)	„	Claus 1854. Vernadsky 1908.
	26. Osmit	(Os, Ir)	?	Tennant 1802. Hermann 1836.
Gold Rhodium Iridium Platin Palladium	27. Porpezit	(Au, Pd)	Regulär?	Coutos 1798. Fröbel 1845.
	28. Rhodit	(Au, Rh)	?	Del Rio 1825. Adam 1869.
	29. Platingold	(Au, Pt)	?	Tschernik (Černik) 1912.
	30. Iridiumgold	(Au, Ir)	?	Wöhler 1834. Tschernik (Černik) 1912.
Gold Silber Kupfer Blei	31. Gold	(Au, Ag)	Regulär	
	32. Electrum	(Au, Ag)	„	
	33. Silber	Ag	„	
	34. Küstelit	(Ag, Au, Pb)	„	Küstel 1866. Breithaupt 1866.
	35. Kupfergold	(Au, Cu, Ag)	„	Gautier 1850. Vernadsky 1908.
	?36. Kupfersilber	(Ag, Cu)	—	Wright 1880.
	37. Kupfer	Cu	Regulär	
	?38. Silberkupfer	(Cu, Ag)	—	Field 1850. Vernadsky 1908.
	?39. Eisenkupfer	(Cu, Fe)	?	von Bibra 1865. Vernadsky 1908.
	40. Blei	Pb	Regulär	Wallerius 1750.
	41. Cuprocuprit	(Cu, Cu_2 O)	„	Vernadsky 1909.
Gold Silber Bismut	42. Bismutaurit	(Au, Bi)	?	Shepard 1847. 1857.
	43. Maldonit	Au_2 Bi?	?	Ulrich 1870.
	44. Bismut	Bi	Hexagonal	Agricola.
	45. Chilenit	(Ag, Bi)	?	Domeyko 1845. Dana 1868.

Quecksilber Gold	46. Amalgama	(Ag, Hg)	Regulär	Cronstedt 1753.
	47. Kongsbergit		„	Pisani 1872.
Gold Silber	48. Arguerit		„	Domeyko 1841. Berthier 1842.
	49. Auramalgama	(Au, Ag, Hg)	„	Marchand 1848. Groth 1898.
	50. Zinn	Sn	Tetragonal	Wallerius 1750.
	51. Zink	Zn	Hexagonal	Becker 1856.
Arsen	52. Arsen	As	„	
	53. Arsenolamprit	As	?	Breithaupt 1823. Hintze 1886.
	54. Allemontit	(As, Sb)	Hexagonal	Lesage 1772. Haidinger 1845.
Antimon	?55. Antimonarsen	(As, Sb)	?	Schultz 1860.
	56. Antimon	Sb	Hexagonal	Swab 1748.
	57. Tellur	Te	„	Klaproth 1798.
	58. Selentellur	(Te, Se)	?	Durden, Dana, Wells 1890.
	59. Tantal	Ta	Regulär?	Walther 1909.

B. Metalloide.

Kohlenstoff	60. Diamant	C	Regulär	
	?61. Bort	C	„	Dana 1868.
	62. Carbonat	C	„	Damour 1853.
	63. Graphit	C	Hexagonal	Werner 1789.
	64. Graphitit	C	?	Luzi 1892.
	65. Schungit	C	?	Inostranzeff 1877. 1884.
Schwefel	66. α-Schwefel	S	Rhombisch	
	67. β-Schwefel	S	Monoklin	vom Rath 1873.
	68. γ-Schwefel	S	„	Vernadsky 1908.

Schwefel Selen Arsen Tellur	69. Volcanit	(S, Se)	Rhombisch?	Stromeyer 1829. Haidinger 1845. vom Rath 1873.
	70. Tellurschwefel	(S, Te)	"	Divers 1883. Lewis 1892.
	?71. Selen	Se	Monoklin	Del Rio 1823.
	72. Gelbes Arsen	As	Regulär	Bettendorff 1870. Vernadsky 1908.
	?73. Sulfoselenarsen	(As, Se, S)	?	Ste. Claire Deville 1857.

II. Feste kolloidale Elemente.

74. Gold	Au	—	Cornu 1909. Vernadsky 1909.
?75. Arsen	As	—	Cornu 1909.
?76. Natrium	Na	—	Siedentoppf 1905.
?77. Kalium	K	—	Cornu 1907.
?78. Silicium	Si	—	Königsberger u. Müller 1906.
79. Sulfurit	S	—	Rinne 1902.
80. Selen	Se	—	Zambonini 1910.
81. Arsensulfurit	(As, S)	—	Pheapson 1862. Rinne 1902.
?82. Phosphor	P	—	Vernadsky 1908.
?83. Jod	J	—	Skey 1877.

III. Flüssige Elemente.

84. Quecksilber	Hg	—	
85. Goldamalgam	(Hg, Au)	—	Marchand 1848.
86. Silberamalgam	(Hg, Ag)	—	Domeyko 1841. Vernadsky 1908.
?87. Brom	Br	—	Vernadsky 1908.

IV. Gasartige Elemente.

88. Quecksilber	Hg	—	Raimondi 1876.
?89. Silber	Ag	—	Clarke 1908.
90. Schwefel	S	—	Monticelli u. Covelli 1822.
91. Selen	Se	—	Ste. Claire Deville 1857.
92. Luft	(O, N)	—	
93. Sauerstoff	O	—	Scheele 1773. Priestely 1774. Lavoisier 1777.
94. Stickstoff	N	—	Rutherford 1772.
95. Wasserstoff	H	—	Bunsen 1846.
96. Argon	Ar	—	Ramsay u. Raleigh 1895.
97. Neon	Ne	—	Ramsay 1895.
98. Krypton	Kr	—	„ „
99. Xenon	Xe	—	„ „
100. Helium	He	—	„ „ (Palmieri 1881).
101. Fluor	F	—	Löw 1881.
102. Chlor	Cl	—	Wolff 1878. Brun 1905.
103. Niton (Radiumemanatium)	Nt	—	Dorn 1900. Rutherford 1901.
104. Thoriumemanatium	—	—	Owens 1899.
105. Actiniumemanatium	—	—	Debierne 1903.
? 106. Coronium	—	—	Nasini, Anderlini, Salvadori 1898.

gestrichen werden. Es sind meistens die Mineralien, welche mit „?“ in der Tabelle angedeutet sind. Es ist aber sehr unwahrscheinlich, daß diese Reinigung viele von diesen Mineralien berühren wird. In der Tabelle sind 18 derartige Mineralien angenommen.

Es ist möglich, daß wir unter diesen elementaren Mineralien einige Metallverbindungen haben, die in eine andere Gruppe chemischer Stoffe eingestellt werden müssen. Das ist wahrscheinlich für Awaruit (Ni_2Fe?) und Maldonit (Au_2Bi?). Außerdem in der Gruppe Iridium-Osmium-Rhodium-Ruthenium haben wir vielleicht nicht isomorphe Mischungen von Elementen, sondern isomorphe Mischungen von Osmiuren und Ruthenuren der Metalle Ir-Rh-Pt. Aber die analytischen Daten oder die Synthesen erlauben uns nicht eine solche Hpothese wissenschaftlich einzustellen.

Wir können alle Elemente in drei oder vier große Gruppen trennen. I. Feste Körper (A kristallisierte; B kolloidale); II. Flüssige Körper; III. Gasartige Körper. Gewiß ist die richtige Stellung von kolloidalen Mineralien eine andere, aber in chemischen Prozessen der Erdkruste entsprechen sie ganz den festen Körpern nach ihren mechanischen Eigenschaften.

Ohne Zweifel entspricht eine so große Zahl — von wenigstens 106 Mineralien als freie gediegene Elemente in der Erdkruste — einem eigentümlichen chemischen Zustand der Erdoberfläche, da die Zahl von allen anderen Mineralien 2000 nicht viel überschreiten kann. Daraus folgt, daß wenigstens 5 % aller bekannten Mineralien nicht stöchiometrische Verbindungen, sondern freie Elemente oder deren homogene Mischungen sind.

Wahrscheinlich ist aber diese Zahl noch größer, da an der Erdoberfläche verschiedene sehr günstige Verhältnisse für die Zerstörung der chemischen Verbindungen zu herrschen scheinen. So z. B. während vulkanischer Ausbrüche treffen sich viele Elemente im gasförmigen Zustand, alle Gase auf der Erdoberfläche sind durch verschiedene elektrische Einwirkungen oder durch Strahlungen von ultraviolettem Licht oder verschiedene radioaktive Emanationen verändert. In Lösungen sehen wir an der Oberfläche sehr verschiedene verdünnte Zustände der Lösungsgenossen, die keine Möglichkeit für stöchiometrische Verbindungen der darin enthaltenen Elemente lassen [1]. In jedem kleinsten Teil der Erdkruste können wir fast alle — vielleicht alle — Elemente finden, wenn nur unsere Untersuchungsmethoden die notwendige Genauigkeit besitzen. Diese Elemente sind da in einer äußerst deutlichen Verdünnung zu finden, die ich eine, nicht den Gesetzen der isomorphen Mischungen entsprechende, mikrokosmische Mischung genannt habe [2] und welche auch keinen

[1] Вернадскій, l. c. 1908. p. 132 ff.

[2] Вернадскій, Парагенезисъ химич. элем. въ природѣ. М. 1910. „Дневникъ XIII съѣзда русск. естеств“.

Platz für stöchiometrische Verbindungen läßt. Der eigentümliche Zustand der Elementenzerstreuung in den oberflächlichsten Schichten der Erdkruste scheint zweifellos anzudeuten, daß die Zahl von Mineralien, die den gediegenen Elementen entspricht, noch viel größer, als die angegebene 106 sein wird.

Die meisten von diesen Mineralien sind „seltene" Mineralien oder solche, die man niemals in großen Quantitäten findet. Ich habe einen Versuch gemacht, die Quantität der gesamten gediegenen Elemente in der Erdkruste zu berechnen; es scheint, daß nur ungefähr 0,1 % der Gesamtmasse der Erdkruste von freien Elementen gebildet wird[1]. Aber diese Zahl hat eine große Bedeutung, da die gediegenen chemischen Elemente die sich immer bildenden und verbrauchenden Produkte der chemischen Reaktionen der Erdkruste sind. Sie sind immer im Schaffen und Wandeln. Man kann sagen, daß ihre Bildung an der Erdoberfläche durch vollkommenen Verbrauch der chemischen Energie der chemischen Verbindungen bedingt wird, und diese kleine Zahl — 0,1 % — gibt uns eine Vorstellung von dem Maßstab dieser Reaktionen in der Erdoberfläche. Wir dürfen nicht vergessen, daß die Quantität der „lebendigen Materie" in der Gesamtmasse der Erdkruste durch eine Größe von derselben Ordnung zu bestimmen ist, aber wir wissen, welche ungeheure Bedeutung die organische Substanz in den chemischen Reaktionen der Erdkruste hat.

Auf der Erdoberfläche haben wir günstige Bedingungen für den vollständigen Zerfall der chemischen Verbindungen und für den Verbrauch dadurch befreiter chemischer Energie für andere Erscheinungen. Das wird noch klarer, wenn man sich die Zahl der chemischen Elemente vorstellt, die im gediegenen Zustand — frei oder in homogenen Mischungen — in der Erdkruste bis jetzt gefunden sind.

Folgende 47 chemische Elemente finden sich in der Erdkruste in solchem Zustand:

Ag, Ar, As, Au, Bi, Br, C, Cd, Cl, Co, Cr, Cu, Fe, F, H, He, Hg, Ir, J, K?, Kr, Mn, N, Na?, Ne, Ni, Nt, O, Os, P?, Pb, Pd, Pt, Ra?, Ru, S, Sb, Se, Si?, Sn, Ta, Te, Tl, Zn, Xe, Thoremanation, Actiniumemanation.

Gewiß ist es keine zufällige Erscheinung[2].

Loswida, Juli 1912.

---

[1] Вернадскій, Опыт etc. 1908. p. 142.
[2] l. c. 1908. p. 125 ff.

Mitteilungen aus dem Mineralogischen Institut der Universität Bonn.

17. Zur Kenntnis von Alunogen (Keramohalit) und Halotrichit.

Von **J. Uhlig** in Bonn.

(Schluß.)

Bei den folgenden, zunächst einfachere Ziele verfolgenden Untersuchungen wurde jedesmal eine qualitative chemische Analyse nach den üblichen Methoden vorgenommen, ferner im Balsam-Streupräparat Auslöschungsschiefe, Doppelbrechung und Verhalten im konvergenten Licht studiert, auf dem Objektträger schließlich die Löslichkeit in Wasser und nach der Einbettungsmethode von Schroeder van der Kolk[1] der Brechungsexponent bestimmt. Hierzu ist zu bemerken, daß das von Schroeder van der Kolk angegebene Kriterium der roten und blauen Ränder bei gleicher Lichtbrechung von Mineralkorn und Flüssigkeit (a. a. O. p. 5 ff) hier versagte. Bekanntlich müssen dabei die Mineralsplitter möglichst keilförmige Ränder besitzen, was besonders bei den Halotrichitnädelchen nicht zutraf. Ich bediente mich daher der Beobachtung der Becke'schen Lichtlinie, wie schon vorher unter ähnlichen Verhältnissen Michel-Lévy und A. Brun[2]. Dadurch sind sehr viel feinere Unterschiede in den Brechungsexponenten erkennbar als nach der ersteren Methode. Je näher die Exponenten von Flüssigkeit und zu untersuchendem Mineralkorn übereinstimmen, desto tiefer muß der Beleuchtungsapparat des Mikroskops gesenkt werden, um die Lichtlinie zu erkennen. Man hat so zugleich einen Anhalt für den Grad der Annäherung der beiden Exponenten. Durch Beobachtung der Lichtlinie in Flüssigkeiten mit benachbartem Exponenten ist dabei jeder Irrtum ausgeschlossen. Bei Herstellung der Balsampräparate darf der Kanadabalsam nur ganz schwach erhitzt werden, da sonst die Sulfate zu isotropen Tropfen schmelzen. Das spez. Gewicht wurde durch Schwebenlassen in einem Bromoform-Alkoholgemisch festgestellt, welches, wie Vorversuche zeigten, die Sulfate nicht löst.

Halotrichit von Island, sog. Hversalit Forchhammer's; nach dessen Analyse bei Rammelsberg a. a. O. p. 288 Halotrichit $FeAl_2(SO_4)_4 \cdot 24H_2O$ mit beigemischtem $MgAl_2(SO_4)_4 \cdot 24H_2O$. Das Material besteht aus grauweißen, stellenweise etwas rostigen Brocken von feinfaseriger bis fast kompakter Beschaffenheit. Die qualitative Analyse ergab: SO_3, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO; Alkalien nicht gesucht. Spez. Gewicht = 1,839. Beim Auflösen in Wasser blieb ein unlöslicher Rückstand zurück. U. d. M.

---

[1] Schroeder van der Kolk, Tabellen zur mikroskopischen Bestimmung der Mineralien. Wiesbaden 1900.

[2] Rosenbusch-Wülfing, Mikroskop. Physiographie. I, 1. (1904.) p. 270, 271.

ganz vorwiegend Nädelchen, die stets schief auslöschen, im Maximum mit $37^1/_2{}^0$. Lichtbrechung nahe wie Xylol, etwas geringer; also n = 1,49 ca. Doppelbrechung gering, Polarisationsfarben höchstens bis Ende 1. Ordnung an dicken Nädelchen, meist grau bis weiß. Durch feine, staubartige Einlagerungen von höherer Lichtbrechung erscheinen die Nädelchen mehr oder weniger trübe bis zur Undurchsichtigkeit. Die einzelnen Nädelchen sind gewöhnlich zu parallelfaserigen Bündeln verwachsen, und es macht den Eindruck, als ob dabei auch polysynthetische Zwillinge vorkämen, indem die ungeradzahligen und die geradzahligen Fasern je etwa gleichzeitig miteinander auslöschen und auch gleichfarbig polarisieren. Wirrfaserige Aggregate kommen nur ganz vereinzelt vor. Dagegen sind die Fasern vielfach etwas gekrümmt, was die Bestimmung der Auslöschungsschiefe sehr erschwert. Manche der Faserbüschel sind aus so feinen Härchen aufgebaut, daß sie flaumig polarisieren wie mancher Nephrit. Der reichliche Mg-Gehalt der Analyse könnte den Gedanken nahelegen, daß neben Halotrichit auch ganz ähnliche Nädelchen von Pickeringit vorhanden sind. Doch haben alle Nädelchen die gleiche Lichtbrechung. Neben dem ganz vorwiegenden Halotrichit findet sich wenig Alunogen in einheitlich polarisierenden, aber regellos begrenzten Täfelchen von 0,1 bis 0,2 mm Durchmesser, daneben spärlich Aggregate aus viel feineren Schüppchen. Ebenso wie der durch seine Kristallform erkennbare Alunogen anderer Präparate ist er tafelig nach (010) und läßt daher die stumpfe Bisektrix austreten. Der einen in der Tafel liegenden Elastizitätsrichtung kommt genau die Lichtbrechung von Olivenöl zu (1,469), die der anderen ist wenig geringer, aber höher als die von Lavendelöl (1,462), während an einem zufällig auf die Kante gestellten Täfelchen der dritte Exponent mit dem von Lavendelöl (1,462), übereinstimmend gefunden wurde. Es ist danach: $\gamma = 1{,}47$, $\alpha = 1{,}46$ ca. (1,462), $\beta = 1{,}465$ ca., oder ungefähr n = 1,47 bis wenig tiefer. Außer durch Lichtbrechung und Bisektricenaustritt sind hier wie anderwärts die Alunogenschüppchen durch ihre niedrigen Polarisationsfarben (grau und weiß, nur an dicken Schüppchen bis gelb und rot 1. Ordnung), ferner durch ihre leichte Löslichkeit in Wasser charakterisiert. Benetzt man sie auf dem Objektträger damit, so verschwinden sie fast augenblicklich. Im Balsampräparat treten Alunogen und Halotrichit infolge ihrer stark abweichenden Lichtbrechung mit kräftigen Konturen hervor. Beim Auflösen in Wasser blieb viel feinster Staub und ganz wenige Körnchen (Quarz?) unlöslich zurück, deren Lichtbrechung wenig höher als die des Balsams ist und die mit gelb 1. Ordnung polarisieren.

Halotrichit von Reichenbach in Sachsen, auf der alten Etikette als Bergbutter bezeichnet. Es handelt sich wohl sicher um das Vorkommen von Arno Fdgr. zu Neumark unweit Reichenbach,

welches in der Literatur[1] irrtümlich als Keramohalit aufgeführt wird. Eine Analyse scheint nicht zu existieren; qualitativ konnte ich nachweisen SO_3, Al_2O_3 und FeO vorwiegend, ferner Fe_2O_3 und reichlich MgO, wenig CaO. Beim Lösen hinterbleibt ein Rückstand. Es liegt also vorwiegend Halotrichit vor. Makroskopisch reinweiß bis gelblichweiß und wirr feinfaserig mit schwefelgelben Flecken eines basischen Eisensulfates. U. d. M. erkennt man vorwiegend Halotrichitnädelchen ($n = 1{,}49$; maxim. Ausl. $= 38^0$). Die Nädelchen werden breiter als beim Halotrichit von Island, nämlich bis 0,01 mm dick, ihre Länge beträgt oft 1 mm und mehr. Sonst gilt das bereits vorher vom Halotrichit Gesagte. Eine größere Rolle spielen nun hier allerhand Verunreinigungen. Sehr spärlich ist Alunogen, dessen Schüppchen nur wenigemal sicher festgestellt werden konnten. Etwas reichlicher dagegen ist Gips, auf den der Ca-Gehalt der qualitativen Vorprüfung zu beziehen ist. Im Balsampräparat tritt er im gewöhnlichen Licht, wegen seines nahezu gleichen Brechungsexponenten, fast gar nicht hervor und wird erst im polarisierten Licht als schief mit 37^0 auslöschende rhombische Schnitte und Säulchen mit niedrigen Farben der 1. Ordnung erkennbar. Dicke bis 0,07 mm bei 0,2 mm Länge. Lichtbrechung wie Monochlorbenzol, also $n = 1{,}52$.[2] Außerdem tritt er sehr gut hervor nach dem Auflösen der übrigen Sulfate in Wasser, in dem er sich sehr langsam und nur bei größerem Überschuß völlig löst. Er sieht dann etwa wie der bei mikrochemischen Reaktionen erhaltene Gips aus, nur sternförmige Gruppierungen fehlen. Außerdem sind basische Sulfate vorhanden, besonders solche des Eisens mit braungrauen bis gelben Färbungen. Teilweise haben sie sich oberflächlich auf dem Halotrichit abgesetzt, und einmal konnte ich nach dem Lösen des letzteren in Wasser noch eine dünne, nicht auf das polarisierende Licht wirkende Hülle von braungrauer Substanz beobachten, die noch ganz die Form des ehemaligen Faserbüschels zeigte. Es sind sicher verschiedene Eisensulfate vorhanden; nur eines davon ist durch seine Eigenschaften gut charakterisiert. Es bildet gedrungene Säulchen und spitzrhombische Lamellen von schiefer Auslöschung. Seine Lichtbrechung ist wenig höher als die des Balsams, genauer wurde bestimmt: $n_1 = 1{,}54$, $n_2 = 1{,}56$. Dickere Individuen geben lebhafte Polarisationsfarben 2. Ordnung, dünnere anormale blaugraue und zitronengelbe Farben. Der Pleochroismus wechselt an dünneren Lamellen zwischen zitronengelb (entsprechend $n = 1{,}56$) und farblos ($n = 1{,}54$), an dickeren zwischen dunkler und lichter gelb. In Wasser ist dieses Sulfat langsam löslich, aber noch leichter als Gips. Da von den bisher

---

[1] A. Frenzel, Mineralogisches Lexikon für das Königreich Sachsen. 1874. p. 167.

[2] Vergl. hierzu Rosenbusch-Wülfing, a. a. O. I, 2. (1905.) p. 184.

chemisch genau identifizierten Eisensulfaten (z. B. bei Linck, a. a. O. p. 14—19) meist die Brechungsexponenten unbekannt sind, läßt sich über dieses Sulfat vorläufig noch nichts Sicheres aussagen. Schließlich sind graue, polarisierende und amorphe Substanzen vorhanden, vielleicht z. T. toniger Natur, z. T. basische Aluminiumsulfate, und niedrig lichtbrechende, isotrope, wasserunlösliche Körnchen (Opal?).

Künstlicher Alunogen. Käufliches wasserfreies Aluminiumsulfat wurde in Wasser gelöst und auf einem Objektträger auskristallisieren gelassen. Erkennbare Kristalle bildeten sich so nicht, immerhin aber nach (010) tafelige Schüppchen, die wie die Kriställchen Becke's eine stumpfe negative Bisektrix austreten ließen; n = 1,47 bis wenig tiefer. Deutliche Kristalle wurden dagegen beim Umkristallisieren des zum Schluß erwähnten Neuseeländer Vorkommens erhalten. Im allgemeinen handelte es sich um den von Becke geschilderten Typus. Bemerkenswert ist aber, daß auch c (001) vereinzelt relativ groß entwickelt war, während diese Fläche an den von Becke untersuchten Kriställchen nur klein und schlecht ausgebildet auftrat und daher nur vermutungsweise identifiziert wurde. An einem zur Hälfte ausgebildeten Täfelchen fanden sich: a (100), c (001) und e (101); ich maß:

(001) : (100) = 82°, während Becke berechnet: 82° 26′
(001) : ($\bar{1}$01) = 42 „ „ „ 42 34

Im übrigen konnten die bekannten Eigenschaften festgestellt werden.

Alunogen von Rudain bei Königsberg in Ungarn. Nach der Analyse von Juraski (a. a. O.) $Al_2(SO_4)_3 \cdot 16\,H_2O$ mit etwas beigemengtem Halotrichit (2,15 % FeO); die mikroskopische Untersuchung durch Haidinger wurde bereits erwähnt. Bei der mir vorliegenden Stufe überkrustet das Sulfat taschenförmige Hohlräume. Unmittelbar an der Oberfläche besteht es aus einem weichen Filz grünlichweißer Nädelchen, in denen vereinzelt bläulichgrüne Körnchen, wohl Eisenvitriol (Melanterit), liegen, die an einer Stelle außerdem lagenförmig angereichert sind. Unter der höchstens 2 mm dicken Filzschicht ist aber das Salz ziemlich kompakt, rein weiß und läßt beim Abbrechen den Aufbau aus länglichen, perlglänzenden Schuppen erkennen. Die qualitative Analyse ergab für die weiße schuppige Hauptmasse (spez. Gew. = 1,714 bei 16° C) SO_3, Al_2O_3 und Spur Fe_2O_3, für den Filz außerdem FeO und etwas MgO; sehr wenig wasserunlöslicher Rückstand. Dementsprechend ergab die mikroskopische Untersuchung, daß die schuppige Hauptmasse reiner Alunogen ist (keine Kristalle, aber n = 1,47, Austritt der Mittellinie). Der Faserfilz dagegen besteht aus vorwiegendem Halotrichit (schief auslöschende Nädelchen; n = 1,49) mit etwas Alunogen (z. T. kristallographisch

begrenzt mit (100), (101), (101)). Nach dem oben Gesagten wird sich das Königsberger Vorkommen aus einer Sulfatlösung abgesetzt haben, die neben ganz vorwiegendem Aluminium nur ganz wenig zweiwertiges Eisen enthielt. Anfangs setzte sich nur Alunogen ab, und erst nachdem keine weitere Sulfatzufuhr stattfand, schied sich der letzte Mutterlaugenrest als Effloreszenz von vorwiegendem Halotrichit mit wenig Alunogen an der Oberfläche der Alunogenkrusten ab. Bei der mikroskopischen Untersuchung ist demnach wohl zu beachten, daß man sich nicht auf oberflächlich abgebröckelte Partikelchen beschränken darf, sondern Probematerial vor allem auch aus dem Innern der Sulfatablagerungen entnehmen muß.

Alunogen von Friesdorf bei Bonn, nach Analyse von Rammelsberg (a. a. O. p. 270) Alunogen mit Halotrichit (2,46 % FeO), auch etwas CaO und K_2O enthaltend. Dieses Vorkommen bildet ein Lager in Braunkohle, das früher für die Alaunfabrikation ausgebeutet wurde. Das mir vorliegende Stück ist eine dichte, zähe, fast knochenartig geformte Masse, auf der Oberfläche rostig gelb gefärbt, im Innern aber rein weiß. Stellenweise ist oberflächlich auch ein feiner bräunlicher Haarbelag vorhanden, der u. d. M. hauptsächlich als Halotrichit mit wenig Alunogen und goldgelben, wasserunlöslichen, gedrungenen Säulchen eines Eisensulfates erkennbar ist. Die oberflächlichen Partien geben dementsprechend kräftige Reaktionen auf Eisen, während der weiße, kompakte Kern weniger davon enthält; sonst wurde außer vorwiegendem Al_2O_3 noch spurweise CaO und etwas MgO nachgewiesen. Die kompakte Kernsubstanz von der Härte 1,5 und dem spez. Gew. 1,643 bei 17° besteht ganz vorwiegend aus Alunogen. U. d. M. sieht es allerdings etwas anders aus als die bisher beschriebenen Vorkommnisse. Da es sehr feinschuppig ist und die einzelnen Schuppen fest aneinanderhaften, löst es sich nicht im Streupräparat in flache Schüppchen nach (010) mit grauen Polarisationsfarben auf wie bei den bisherigen Vorkommnissen. Es bildet wirr aggregatpolarisierende Zusammenhäufungen mit Polarisationsfarben der 1. Ordnung, selten an dickeren Stellen bis Anfang 2. Ordnung. $n = 1,47$ bis 1,46 ca. Beigemengt ist dem Alunogen in geringer Menge dasselbe pleochroitische Eisensulfat, wie im Halotrichit von Reichenbach, dessen Eigenschaften dort erwähnt wurden. Es bleibt hier zunächst beim Lösen in Wasser in blaß pleochroitischen, anomal polarisierenden Schüppchen zurück, die dann langsam verschwinden. Außerdem findet sich mehr an der Oberfläche der Stufe ein weiteres gelbes Eisensulfat mit lebhaften Polarisationsfarben in winzigen gedrungenen Säulchen, das sich aber in Wasser nicht löst, und wenig Gips.

Pickeringit vom Pustertal, in der Sammlung des hiesigen Museums bisher als Keramohalit etikettiert und danach

wahrscheinlich identisch mit dem von L. BARTH (a. a. O.) analysierten und irrtümlicherweise als Keramohalit bezw. Alunogen bestimmten Vorkommen bei Nickolsdorf unterhalb Lienz im Pustertale. Er überzieht nach der Angabe a. a. O. eine Glimmerschieferwand als Kruste und bildet sich fortwährend. Die Farbe wird als gelb bis weiß angegeben, die Struktur als feinfaserig, was auch für die untersuchte Stufe stimmt. Wichtig erschien das Vorkommen besonders dadurch, daß es der Zusammensetzung $Al_2(SO_4)_3 . 18 H_2O$ entsprechen sollte; außer den von der Formel verlangten Bestandteilen wird nur noch eine Spur Eisen angegeben. Dies kann ich bestätigen; doch fand ich, wie erwähnt, reichlich MgO, spektroskopisch auch Li_2O und spurenhaft CaO. Danach wurde schon oben geschlossen, daß nicht Alunogen, sondern Mg-Al-Sulfat, Pickeringit vorläge. U. d. M. erkennt man ganz vorwiegende halotrichitähnliche Nädelchen (maxim. Ausl. $= 37^\circ$, niedere graue bis weiße Polarisationsfarben, Lichtbrechung zwischen der von Olivenöl und Xylol, näher an ersterem, also $n = 1,48$). In geringer Menge und nur stellenweise fanden sich isotrope Oktaederchen eines Alauns, Bittersalz (gerade auslöschende, optisch zweiachsige Säulchen, $n < 1,47$) und andere Substanzen. Eine quantitative Analyse der Substanz soll an anderer Stelle folgen, ebenso wie eine sonstige eingehende Untersuchung.

Zuletzt sei noch etwas ausführlicher ein neues gemengtes Vorkommen von Alunogen und Halotrichit aus Neuseeland erwähnt. Es wurde im Februar 1911 von Herrn Privatdozent Dr. WANNER-Bonn im Waitopu-valley im Rotorua-Vulkandistrikt auf der Nordinsel von Neuseeland gesammelt und dem Verfasser zur Bestimmung und Untersuchung übergeben. Auch an dieser Stelle möchte ich Herrn Dr. WANNER meinen Dank aussprechen. Das neue Vorkommen befindet sich in einer etwa mannshohen Höhle des Waitoputales, an deren Wänden Fumarolengase austreten, die den Absatz des Salzes bewirken. Halotrichit war bisher für Neuseeland noch nicht konstatiert worden, während Alunogen aus Braunkohle von Tuapeka[1] angegeben wird.

Das Vorkommen aus dem Waitoputal setzt sich aus bis $1\frac{1}{2}$ cm langen Nädelchen und Härchen zusammen, die zu lockeren Flocken und Lagen von gelblichweißer Farbe verfilzt sind. Die einzelnen Härchen sind untereinander fast gar nicht verkittet, zum Unterschied von den weiter oben beschriebenen Vorkommnissen; die Flöckchen lassen sich daher leicht zerzupfen, so daß der alte Name „Haarsalz" in diesem Falle sehr zutreffend ist. Die Substanz ist nicht merklich hygroskopisch und kann ohne Schaden im offenen Sammlungskästchen stehen bleiben. Das spezifische Gewicht schwankt, dem heterogenen Charakter des Salzes ent-

[1] J. PARK, The geology of New Zealand. 1910. p. 398.

sprechend; ich fand für verschiedene Stellen 1,735 (etwa wie Alunogen), 1,807 und 1,899 (Halotrichit). In Wasser ist es unter Hinterlassung von etwas Rückstand (ca. 5 %) sehr leicht löslich, unlöslich dagegen in organischen Flüssigkeiten wie Alkohol, Glyzerin, Xylol, Bromoform usw. Der Rückstand besteht aus Silikaten und Schwefel, den man auch schon makroskopisch als gelbe, brennbare Körnchen erkennt.

U. d. M. beobachtet man vorwiegend schief auslöschende Nädelchen von Halotrichit von ca. 0,01 mm Dicke, die sich zu parallelfaserigen Flocken zusammenlegen, wobei oft, ebenso wie schon beim Halotrichit von Island erwähnt wurde, der Eindruck von polysynthetischer Zwillingsbildung erweckt wird. Bei maximaler Auslöschungsschiefe schließt die kleinere der optischen Elastizitätsachsen mit der Längsrichtung der Nädelchen den Winkel von 38° ein; n = 1,49, sonst mit den bekannten Eigenschaften. Erwähnenswert sind reichliche Gas- und Flüssigkeitseinschlüsse, gewöhnlich von gestreckter Gestalt und mit ihrer Längsrichtung in der Längsrichtung der Fasern liegend. Im Streupräparat sind die Poren vielfach durch den an seiner höheren Lichtbrechung kenntlichen Kanadabalsam erfüllt. Spärlicher, aber in größeren Individuen, gewöhnlich 0,1 mm im Durchmesser betragend, tritt Alunogen hinzu. Es sind wieder Schuppen, nach (010) tafelig, randlich regellos oder seltener mit den von Becke festgestellten Formen (100), (101), ($\bar{1}$01) und (001) begrenzt; ich maß daran in naher Übereinstimmung mit Becke's Werten folgende Winkel:

	Eigene Messung	nach Becke
(100) : ($\bar{1}$01) . . .	54½°	55°
(100) : (101) . . .	45°	46°
(100) : (001) . . .	81½°	82½°

Auf den Täfelchen ist wieder der Austritt der stumpfen negativen Bisektrix zu konstatieren, mit der Spur der Achsenebene fällt die Richtung kleinerer Elastizität zusammen, $c : \mathfrak{c} = 42°$, alles gemäß Becke's Angaben; n = 1,47 bis wenig tiefer.

Neben den beiden niedrig polarisierenden Bestandteilen Halotrichit und Alunogen treten ganz vereinzelt im Balsampräparat auch wirrschuppige bis kurzbüschelige Aggregate mit lebhafteren Polarisationsfarben (bis grün 2. Ordnung) auf. Da sie im wasserunlöslichen Rückstand verschwunden sind, außerdem ähnlich niedrige Lichtbrechung wie Halotrichit und Alunogen haben, wird es sich auch hier um ein lösliches Sulfat handeln, das aber im Präparat nicht näher bestimmbar ist. Die übrigen unlöslichen Gemengteile treten neben Halotrichit und Alunogen so stark zurück, daß sie sich erst im Wasserpräparat nach Auflösung der Sulfate übersehen lassen. Von den silikatischen Verunreinigungen sind die meisten farblos, isotrop und wohl sicher Glas; nicht selten bestehen sie aus bogig verschränkten Fäden und gleichen ganz winzigen Bims-

steinbröckchen. Seltener sind Körnchen, die im Grau 1. Ordnung polarisieren (dickere Körnchen wohl auch etwas höher) und die wohl einem Feldspat angehören. Es handelt sich also um Staub aus lichten vulkanischen Gesteinen, wie sie auch nach Angaben von Herrn Dr. WANNER in der Umgebung vorkommen. Der Schwefel bildet gelbe, kräftig polarisierende Körner.

Eine Analyse wurde nach den üblichen Methoden ausgeführt. Es sei nur erwähnt, daß vor Ausfällung des SO_3 durch $BaCl_2$ zunächst Al und Fe durch Ammoniak entfernt wurden, damit nicht durch Verunreinigung mit diesen Stoffen die SO_3-Bestimmung zu hoch ausfallen konnte. Der Schwefel wurde aus dem wasserunlöslichen Rückstand durch Schwefelkohlenstoff extrahiert. Das Ergebnis war folgendes:

		Molekularverhältnisse		
Al_2O_3	11,59	0,1134	0,1212	
Fe_2O_3	1,24	0,0078		
FeO	3,26	0,0453		0,0647
Na_2O	0,86	0,0138	0,0194	
K_2O	0,53	0,0056		
SO_3	35,43	0,4425		
H_2O	42,43	2,3497		
S } unlösl.	0,70	—		
Silikate } Rückst.	4,15	—		
	100,19			

Da in der gepulverten Analysensubstanz 1,24 % Fe_2O_3 neben FeO gefunden wurde, war mit der Möglichkeit zu rechnen, daß eine teilweise Oxydation des FeO beim Pulverisieren stattgefunden habe. Ich wiederholte daher die FeO-Bestimmung an neuem, ungepulvertem Material, fand aber nahe übereinstimmend mit dem früheren Wert 3,65 % FeO.

Zieht man die Alkalien zu FeO, so berechnen sich auf 647 Teile Halotrichit 565 Teile Alunogen. Dabei bleibt ein Überschuß von SO_3; nach Abrechnung von $16\,H_2O$ für Alunogen bleibt jedoch zu wenig H_2O für die verlangten 24 Teile Kristallwasser beim Halotrichit übrig, vielmehr ist nur wenig mehr als $22\,H_2O$ vorhanden. Es ergibt sich so folgende Beteiligung der wasserlöslichen Bestandteile:

$$647\,(Fe,\ Na_2,\ K_2)\,Al_2S_4O_{16}\,.\,22\,H_2O$$
$$565\,(Al,\ Fe)_2\,Al_2S_3O_{12}\,.\,16\,H_2O$$
$$142\,H_2SO_4$$
$$81\,H_2O.$$

Rechnet man umgekehrt unter Zuziehung der wasserunlöslichen Bestandteile auf Gewichtsprozente um, so geben wenigstens für die löslichen Substanzen, welche einschließlich der Schwefelsäure ein ähnliches spez. Gew. (1,8 bis 1,9) haben, die so erhaltenen

Zahlen gleichzeitig etwa die Volumprozente angenähert wieder: es ergibt sich:

Halotrichit, $(Fe, Na_2 K_2) Al_2 S_4 O_{16} . 22 H_2 O$	57,56 %
Alunogen $(Al, Fe)_2 S_3 O_{12} . 16 H_2 O$	36,05
Schwefelsäure $H_2 S O_4$	1,40
Feuchtigkeit $H_2 O$	0,15
Schwefel	0,70
Silikate	4,14
	100,00

Die ziemlich reichliche Menge freier Schwefelsäure, durch welche die Lösung der Sulfate auch kräftig sauer reagiert, dürfte hauptsächlich in den u. d. M. nachweisbaren Flüssigkeitseinschlüssen der Halotrichitnädelchen vorhanden sein, da sonst das Salzgemenge merklich hygroskopisch sein müßte.

Es läßt sich noch eine andere Beteiligung der Sulfate berechnen, wenn man annimmt, daß die Alkalien nicht mit FeO in das Halotrichitmolekül hineingegangen sind, sondern als saure Sulfate vorhanden sind, auf die dann vielleicht auch die wirrschuppigen Aggregate, die weiter oben erwähnt sind, zu beziehen wären. Aus gemischten sauren Lösungen von Natrium- und Kaliumsulfat kristallisiert das Salz $Na_2 K H (S O_4)_2$[1], das bis jetzt als Mineral freilich noch nicht bekannt ist, dem aber die Werte der Analyse gut entsprechen. Wird die Existenz dieser Verbindung angenommen, so läßt sich auch der Halotrichit mit 24 Molekülen Kristallwasser befriedigen; es ergibt sich so in Molekularverhältnissen

759 $(Al, Fe)_2 S_3 O_{12} . 16 H_2 O$
453 $Fe Al_2 S_4 O_{16} . 24 H_2 O$
130 $Na_2 K H S_2 O_8$
77 $H_2 S O_4$
339 hygroskopisches $H_2 O$.

Hierbei tritt das Salz $Na_2 K H (S O_4)_2$ in unverhältnismäßig hohem, seiner wirklichen Menge nicht entsprechendem Betrage auf; die Resultate sind daher wieder in Gewichtsprozente ausgerechnet worden; man erhält so unter Berücksichtigung des Unlöslichen:

Alunogen $(Al, Fe)_2 S_3 O_{12} . 16 H_2 O$	48,30
Halotrichit $Fe Al_2 S_4 O_{16} . 24 H_2 O$	41,98
$Na_2 K H S_2 O_8$	3,51
$H_2 S O_4$	0,76
$H_2 O$ (hygroskopisch)	0,61
Schwefel	0,70
Silikate	4,14
	100,00

[1] P. Groth, Chemische Kristallographie. 2. (1908.) p. 312.

Hierzu ist zu bemerken, daß nach dem mikroskopischen Befund Halotrichit vor Alunogen deutlich der Menge nach vorwiegt, so daß diesen Verhältnissen die erste Zusammenstellung in Gewichtsprozenten jedenfalls besser Rechnung trägt. Die Anwesenheit eines sauren Alkalisulfats muß daher doch als fraglich bezeichnet werden.

Beim Umkristallisieren des vorwiegend aus Halotrichitnädelchen bestehenden Salzgemisches auf dem Objektträger über Nacht schied sich auffallenderweise ganz vorwiegend Alunogen ab mit dessen Lichtbrechung, Kristallformen und sonstigen Eigenschaften, während sich nur ganz wenig höher lichtbrechende, schief auslöschende Nädelchen gebildet hatten, die dem Halotrichit entsprachen. Ich glaube, daß in der Lösung der größte Teil des Ferrosulfates sich unter Aufbrauchung der freien Säure zu Ferrisulfat oxydiert hatte, das dann als isomorphe Beimischung im Alunogen ausfiel. Dementsprechend ließ sich an letzterem fleckig verteilt ein ganz lichtgelber Farbton erkennen, den er vor dem Umkristallisieren nicht besaß.

Zusammenfassung.

1. Der Name Alunogen ist vor Keramohalit als der ältere vorzuziehen; die Zusammensetzung dieses Minerals ist $Al_2S_3O_{12} \cdot 16H_2O$, nicht mit $18H_2O$, wie die Lehrbücher angeben.

2. Dem Halotrichit scheint die Formel $FeAl_2S_4O_{16} \cdot 24H_2O$ zuzukommen; immerhin führen auch verschiedene Analysen, u. a. auch eine vom Verf. mitgeteilte, auf die Zusammensetzung $FeAl_2S_4O_{16} \cdot 22H_2O$, was vielleicht durch Verwitterung begründet ist. Dagegen wird bisher für den sonst ganz ähnlichen Pickeringit die Formel $MgAl_2S_4O_{16} \cdot 22H_2O$ angenommen, so daß die Sachlage noch nicht völlig geklärt scheint.

3. Halotrichit und Alunogen bilden sehr häufig mechanische Gemenge: es treten dann noch gelegentlich hinzu Gips, allerlei basische Sulfate, besonders des Eisens, Melanterit und jedenfalls noch weitere Sulfate, besonders der Alkalien, und andersartige Mineralien als Verunreinigungen, wie Schwefel, Quarz, Silikate u. a. Da sich Halotrichit, wenigstens bei Zimmertemperatur, aus Lösungen bildet, die mehr Mole $Al_2S_3O_{12}$ als $FeSO_4$ enthalten, ist sogar normalerweise stets etwas Alunogen neben Halotrichit zu erwarten.

4. Halotrichit und Alunogen lassen sich u. d. M. leicht durch ihre in der vorangehenden Arbeit genauer mitgeteilten Eigenschaften, besonders durch ihre Brechungsexponenten unterscheiden. Auch bildet Alunogen anscheinend nur monokline Täfelchen und Schüppchen, Halotrichit schief auslöschende Nädelchen.

5. Halotrichit und wahrscheinlich auch Alunogen haben sich in der Natur jedenfalls aus angesäuerten Lösungen abgeschieden,

während aus neutralen bis schwach sauren Lösungen sich die verschiedenen basischen Sulfate des Eisens und Aluminiums bildeten. Da bei der Entstehung der entsprechenden Sulfatlösungen aus Eisenkiesen oder bei vulkanischen Exhalationen gewöhnlich auch reduzierende Gase, besonders Schwefelwasserstoff und schwefelige Säure, anwesend sind, ist es nur selten zur Bildung neutraler Ferrisulfate gekommen.

Ein Rhätvorkommen an der patagonischen Küste.

Von **W. Delhaes** in Buenos Aires.

Bei der Untersuchung von Bohrproben aus San Julian im Territorium Santa Cruz ergab sich folgendes interessante Profil:

1. 0—3 m Vegetationsboden, Löß, kalkige Sande.
2. 3—3,50 m Quarzit- und Granitgerölle (? Tehuelchegeröll).
3. 3,50—13,50 m gelbgraue und dunkelgelbe, mergelige Sande mit Lumachelles von Lamellibranchiaten *(Pecten, Ostrea)*.
4. 13,50—67,36 m dunkelgrüne, glaukonitische, mergelige Sande mit Foraminiferen, Bryozoen, Gastropoden, Bivalven, Brachiopoden.
5. 67,36—83,36 m grauweiße Quarzporphyrtuffe und schwarze, blätterige oder gehärtete Schiefertone. Meistens feine Bänderung schwarzer verkieselter oder unverkieselter Tonschiefer und gelbweißer Tuffe.
6. 83,36—87 m graue Tuffe und schwarze Schiefertone mit *Estheria*.
7. 87—100,50 m grauweiße Tuffe.
8. 100,50—109 m grauweiße silifizierte Tuffe und gehärtete Schiefertone mit Pyrit und *Estheria*.
9. 109—141,50 m grauweiße, erdige Tuffe.
10. 141,50—152,20 m grauweiße, körnige Tuffe mit großen Quarzen und Feldspäten.
11. 152,20—160,80 m grauweiße, dichte Tuffe und gehärtete oder blätterige schwarze Tonschiefer mit *Estheria* und feinen Tuffeinschaltungen oder vielfache Wechsellagerung von Tuffen und Tonschiefern.
12. 160,80—212,45 m grauweiße, erdige Tuffe oder agglomeratische Tuffe mit erdigen, gehärteten, körnigen Partien und kieseligem Zement.

Die Bohrung wird fortgesetzt.

Die Deutung dieses Profiles führt zu wichtigen Ergebnissen. Unter dem Löß (1) und dem event. Tehuelchegeröll (2) folgen mergelige, gelbe oder dunkelgrüne glaukonitische Sande (3—4), aus denen ich außer Lumachellen von *Pecten*, *Ostrea* durch Ausschlämmen Foraminiferen, Bryozoen, *Sigapatella americana* Ortm. (12. II. 3, 127), cf. *Cardita elegantoides* Ortm.

(**12**. 37. III. 5. IV. 2) und *Mactra* sp. cf. *Magellania patagonica* Sow. sp. (**12**. 5) erhielt. Der Ausdruck „Patagonische Molasse" (**13**. 155) gibt den petrographischen Charakter dieser Schichtserie bei San Julian besser wieder als die Bezeichnung „Patagonische Tuffformation" (**9**. 103). Ohne jeden Übergang folgen unter den dunklen Molassesanden grauweiße, erdige oder dichte, gehärtete oder körnige Quarzporphyrtuffe und schwarze, blätterige oder gehärtete Schiefertone mit Pyrit und Kohlehäuten auf den Schichtflächen (5—12).

Die Tuffe gehören wohl zur Gruppe der Rosenbusch'schen dichten und agglomeratischen Quarzporphyrtuffe (**8**. 869—872), die vielfach miteinander wechseln, mehr oder minder verkieselt sind und von schwarzen Hornsteinnestern durchschwärmt werden. Die dichten Tuffe überwiegen und lassen im Dünnschliff eine bei gewöhnlichem Licht homogene, gelbgrau gefärbte Grundmasse erkennen, die bei der Drehung der Nicols unruhig flimmernd in zahllosen Körnchen aufhellt und größere eckige Quarzsplitter zeigt. Der Quarz überwiegt vor Feldspat und besitzt in den agglomeratischen Tuffen eckige oder auch gerundete, korrodierte Umrisse, in welche die Grundmasse buchtenförmig eindringt.

In den Tonschiefern dieser Serie fanden sich in den Lagen 6, 8, 11 dicht gedrängt oder sich überlagernd Fossilien, die zwischen den konzentrischen Rippen z. T. sehr deutlich die für *Estheria* charakteristische Maschenstruktur erkennen lassen (**11**. 359. f. 626). Der Erhaltungszustand dieser Estherien ist, je nach Gesteinsbeschaffenheit, sehr verschieden. In den wenig veränderten, schwarzen, dünnblätterigen Schiefern sind die Estherien erhaben als gelbbraune Chitinhäutchen mit scharfer Skulptur erhalten. In gehärteten schwarzen Schiefern oder bei einer vielfachen Wechsellagerung weißer Tuff- und gelbbrauner, gehärteter Tonschieferstreifen trifft man oft nur skulpturlose Eindrücke.

Dr. Keidel wies mich auf die Ähnlichkeit dieser Estherien von San Julian mit *Estheria Mangaliensis* Jones aus dem Rhät der Provinz Mendoza hin. Professor Bodenbender habe ich für die freundliche Übersendung der von Stelzner am Cerro Cacheuta bei Mendoza und bei Agua del Zorra (Sierra Uspallata) gesammelten Geinitz'schen Originale (**4**. 3. I. 1—6) zu danken. Außerdem hatte ich zum Vergleich gut erhaltenes, von Professor Kurtz bei Cacheunta gesammeltes Material, das man in England als ident mit *Estheria Mangaliensis* Jones von Mangali (**7**. 78. Pl. 2 f. 16—23) bezeichnet hatte.

Die Estherien von San Julian variieren wie das Material der Provinz Mendoza sehr stark in ihrer Gestalt. Letztere verändert sich, entsprechend dem verschiedenen Verhältnis der Länge

zur Höhe und ist länglich-, oder schief-, oder gerundet oval, mit dem Wirbel vorn an der Spitze oder im ersten Viertel oder Drittel. Infolgedessen ist auch der Schloßrand lang oder kurz, ist gerade oder senkt sich nach hinten. Die Hinterseite ist mehr oder minder abgestumpft und die Vorderseite geht gerundet in den Unterrand über. Außerdem besitzen alle mir vorliegenden Exemplare denselben Skulpturtypus. Er besteht aus annähernd 20 scharfen, entfernten, meist gleich starken konzentrischen Rippen mit steilerem Abfall zum Scheitel, deren sehr viel breitere Zwischenräume infolge der Maschenstruktur eine runzelige Oberfläche besitzen. Durch eine Längsfurche sind die Rippen mitunter verdoppelt, können außerdem dichter oder weiter stehen, oder auch einen Wechsel feinerer und stärkerer Rippen zeigen. Ihre Zahl bleibt selten unter 20, liegt oft darüber. Die Formen von San Julian weichen von denen aus dem Westen der Republik durch ihre geringere Größe (4—6 mm Länge) ab, ein Unterschied, der nicht viel zu sagen hat, da erstens auch die Exemplare der Provinz Mendoza zwischen 4—10 mm Länge schwanken und sich zweitens der Unterschied aus örtlich verschiedenen Lebensbedingungen erklärt.

Ich zögere also nicht, die Estherien von San Julian als *Estheria Mangaliensis* Jones zu bestimmen und sehe damit die ganze Tuffserie als Rhät an, da die Estherienschiefer durch den ganzen Komplex verteilt sind. Diese Bestimmung besitzt einige Bedeutung, da man Rhätvorkommen bisher nur aus den zentralen westlichen Provinzen Mendoza, San Juan, La Rioja (**3.** 124. **10.** 45—54) kennt und das Vorkommen von San Julian gleichzeitig zum ältesten mesozoischen Sediment Patagoniens wird. Von hier beschreibt Ameghino (**1.** 88. **2.** 37) als den bisher ältesten Horizont der nördlichen andinen Region vom Arrogo Tecka und Rio Genua im nördlichen Chubut schwarze und rote jurassische Schiefer und rote Sandsteine, in denen Roth (**9.** 93) in einem dolomitartigen Gestein vielleicht liasische Ammoniten und Bivalven fand. Aus der südlichen andinen Region kennt man metamorphe Gesteine unbestimmten Alters und oberjurassische Porphyrtuffe und Konglomerate (**13.** 128, 186). Längs der Küste von Sta Cruz treten zwischen San Julian und N Rio Deseado in isolierten Massen präcretaceische Porphyrgesteine auf (**2.** 30, 35, 37 f. 3). Über diesen Eruptivgesteinen folgen in der andinen Region des südlichen Patagonien marine untere und obere Kreide (**13.** 128, 129, 186) und in der außerandinen Region der Territorien Chubut und Sta Cruz die wohl überwiegend kontinentalen roten und weißen Sandsteine und Tuffe der Kreide (**13.** 132, 188. **2.** 38. **9.** 95).

Das Rhätvorkommen von San Julian liefert einen

wertvollen Beitrag zur Geschichte Argentiniens, denn es ist ein Beweis für die Existenz eines Kontinents zur Rhätzeit im östlichen Argentinien. Die bisher durchbohrte, 150 m mächtige Tuffserie mit den mehrfach eingeschalteten Süßwasserablagerungen mit Estherien und der vielfache Wechsel dünner Tuff- und z. T. gehärteter Schieferstreifen ist nur während einer lang anhaltenden Festlandszeit unter fortwährenden Bodenschwankungen denkbar und ist stratigraphisch und erdgeschichtlich ein Gegenstück zum Paramillo der Provinz Mendoza (**10**. 48—51).

Es ist ein eigenartiges Zusammentreffen, daß kurz nach dem Nachweis der Rhätserie mit *Estheria Mangaliensis* bei San Julian durch mich Dr. Keidel bei Sauce Grande in der Sierra de Pillahuinco (Prov. Buenos Aires) eine dem Dwykakonglomerat entsprechende Grundmoräne mit gekritzten Geschieben und Fazettengeröllen fand und damit die Existenz eines Kontinentes im östlichen Argentinien schon zur Permcarbonzeit nachwies. Diesen kannte man bisher aus dem Westen der Republik und von den Falklandinseln. Aus den Provinzen San Luis, Córdoba, Mendoza, San Juan, La Rioja sind Ablagerungen des Gondwanalandes als Paganzoschichten von Bodenbender (**3**. 46—90) und Stappenbeck (**10**. 32—45) mit einer Mischflora von Typen der Nordhemisphäre und des Gondwanakontinentes ausführlich beschrieben und von mir auf einer Reise im Grenzgebiet der Provinzen La Rioja und Catamarca angetroffen. Anderseits beschreibt Halle von den Falklandinseln Dwykakonglomerat und Schichten mit einer typischen Glossopterisflora (**5**. 160—183).

Das Dwykakonglomerat der südlichen Sierren von Buenos Aires und das Rhät von San Julian sind also zwei Brücken zwischen jenen Resten des Gondwanalandes und das Vorkommen von *Estheria Mangaliensis* in Patagonien zeigt vielleicht einen Weg an, den diese Art bei ihrer Verbreitung von Indien nach dem Westen Argentiniens eingeschlagen hat. So findet die Annahme von Halle (**5**. 200) einer Beziehung der O—W bis SO—NW streichenden Schichten der Falklandinseln zur Präkordillere durch das Rhätvorkommen von San Julian eine Bestätigung. Ein Fortsetzen ähnlicher Schichtkomplexe unter der dicken Decke diluvialer, tertiärer, cretacischer Sedimente Patagoniens ist wahrscheinlich.

Damit finden vielleicht die SO—NW streichenden Sierren der Provinz Buenos Aires und das häufig nach Westen abgelenkte Streichen kristalliner Schiefer, wie ich es in den Sierren von Catamarca und La Rioja beobachtete, eine Erklärung. Sie gehören schon mehrfach vermuteten (**14**. 5, 14.

15. 27, 28) paläozoischen SO—NW-Falten an, die z. T. durch die tertiäre Faltung in S—N streichende Ketten umgeformt wurden.

Die Bohrung ist weiter interessant, weil in ihr patagonische Molasse, unter Fortfall der ganzen Kreide, auf Rhät liegt und damit die von Wilckens beschriebene Transgression der Molasse über die älteren Ablagerungen (**13.** 189, 190) bestätigt und erweitert wird.

Die bedeutende Schichtenabtragung bei San Julian ist wohl anderseits auch durch tektonische Vorgänge bedingt, wofür mir einige Tatsachen zu sprechen scheinen. Im Bohrarchiv der Dirección de Minas liegen Bohrproben von rotgrauen Porphyriten von San Julian aus einer Tiefe zwischen 19 und 46 m. Dagegen treten in zwei Bohrungen am Cabo Curioso N San Julian unter glaukonitischen Sanden der patagonischen Molasse von ca. 45 m Mächtigkeit bis 120 m rote und weiße, dichte und körnige Quarzporphyre und Tuffe auf. Eine dritte, nicht mehr nachprüfbare Bohrung (**6.** 111. Taf.) durchteufte hier bis 68 m tertiäre Sande und Tone mit Kohlen und bis 120 m bunte Tone und Sandsteine (= ? Kreide). Auf Kartenskizzen Ameghinos (**2.** 37. f. 3, 41 f. 4. 92 f. 20, 144 f. 39, 146 f. 40, Taf. VIII Lam. III) sieht man im Westen der Bucht von San Julian unter Tertiär Kreidesandsteine und Prätertiäre Eruptiva. Fourous (**6.** 109) stellte im „bajo de San Julian„ SW San Julian unter kohleführendem Tertiär Kreideschichten fest. Dazu kommt die Auflagerung von Molasse auf Rhät in der neuen Bohrung bei San Julian. So wechseln Schichtenverband und Molassemächtigkeit in der Umgebung der Bai von San Julian sehr. Hier scheint also die patagonische Tafellandschaft durch mancherlei Störungen zerstückelt zu sein, denen ich vielleicht einmal an Ort und Stelle nachgehen kann.

Literatur.

1. Fl. Ameghino: Notas sobre cuestiones de Geología y Palaeontología Argentinas. 1896. Bol. del Inst. Geogr. Arg. **17.** 87—117.
2. Fl. Ameghino: Les formations sedimentaires du crétacé supérieur et du tertiaire de Patagonie. 1906. Ann. del mus. nac. de Buenos Aires. Sér. II. **8.**
3. G. Bodenbender: Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limitrofes. 1911. Bol. de la Acad. Nac. de Cienc. en Córd.
4. Br. Geinitz: Über Rhätpflanzen und Tierreste in den argentinischen Provinzen La Rioja, San Juan, Mendoza. 1878. Pal. Suppl. III.
5. Thore G. Halle: On the geological Structure and History of the Falkland Islands. 1911. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. **11.** 115—229.

6. E. Hermitte: Carbón petroléo y aqua en la Republica Argentina. 1904. An. All. min. de agric. Secc. Geol. Min. y Min. **1**. Num. I. 71 u. f.
7. R. Jones: A monograph of the fossil Estheriae. 1862. Pal. Soc. 78. Pl. 2 f. 16—23.
8. H. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. 1908. **2**. 2. H. Ergußgesteine.
9. S. Roth: Beitrag zur Gliederung der Sedimentablagerungen in Patagonien und der Pampasformation. 1908. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXVI. p. 92—150.
10. R. Stappenbeck: Umriß des geologischen Aufbaues der Vorkordillere zwischen den Flüssen Mendoza und Jachal. 1911. Geol. und Pal. Abh. N. F. **9**. H. 5.
11. G. Steinmann: Einführung in die Paläontologie. 1907. 359 f. 626.
12. G. Steinmann u. O. Wilckens: Kreide- und Tertiärfossilien aus den Magellansländern. 1908. Arkiv för Zoologi. K. Svenska Vetenskapsakad i. Stockholm. **4**. No. 6.
13. O. Wilckens: Die Meeresablagerungen der Kreide und Tertiärformation in Patagonien. 1905. N. Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. XXI. p. 98—195.
14. R. Hauthal: Contribuciones al conocimiento de la Geología de la Provincia de Buenos Aires. 1901. Publicaciones de la Universidad de la Plata. No. 1 Julio.
15. Z. v. Siemiradzki: Zur Geologie von Nord-Patagonien. 1893. N. Jahrb. f. Min. etc. I. p. 22—32.

Buenos Aires, im April 1912.

Die Schuppen und Quetschzonen des Rhätikon.

Von **H. Mylius.**

Im I. Teil meiner „Geologischen Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen“ (Beobachtungen zwischen Oberstdorf und Maienfeld) gab ich eine Einteilung des westlichen Rhätikon in Schuppen und Quetschzonen bekannt und verließ damit die von v. Mojsisovics begründete, von Tarnuzzer, Diener, Rothpletz und v. Seidlitz angenommene oder weiter ausgebaute Einteilung in Schollen. Es wurde in dieser Arbeit gezeigt, daß die in jenem Gebirgsstück zu machenden Beobachtungen sowohl stratigraphischer wie tektonischer Art erkennen lassen, daß dasselbe keine weit hergebrachte ortsfremde Schubmasse sein kann, wie die Deckentheorie es annimmt, sondern daß es an Ort und Stelle aus der Tiefe gehoben, bezw. durch kurze Ostwestschübe schuppenförmig aufgetürmt wurde. Eine lepontinische oder auch vindelizisch zu nennende Fazies wurde deshalb geleugnet. Insbesondere wurde von den vorwiegend aus Flysch und jüngeren eruptiven Gesteinen bestehenden Quetschzonen gesagt, daß sie nicht fensterartige Durchblicke eines basalen lepontinischen Gebirges durch eine ostalpine Decke seien, sondern daß der Flysch als das jüngte Sedi-

ment der ostalpinen Schichtenfolge bei der Schuppenbildung zwischen die einzelnen Schuppen geriet, und daß gleichzeitig der Serpentin auf den sich in die Tiefe fortsetzenden und die Schuppen trennenden Spalten in den Flysch eindrang.

Gegen diese meine Auffassung wandte sich v. Seidlitz, indem er sein Kind „Schollenfenster im Vorarlberger Rhätikon und im Fürstentum Liechtenstein“ [1] dem Ertrinken nahe sah. Es erschien seine Entgegnung in dies. Centralbl. (15. Aug. und 1. Sept. 1912) „Sind die Quetschzonen des westlichen Rhätikon exotisch oder ostalpin?“ Er bejaht das erstere und kommt zu dem üblichen Schluß, in meiner Arbeit eine sogar glänzende Bestätigung seiner Ansicht zu finden.

Der Nachweis meiner Ansicht, meint v. Seidlitz, „ist Mylius aber nicht geglückt, da er sich offenbar der Tragweite seines Unternehmens, das auf einer nur scheinbar sehr breiten Grundlage aufbaut, nicht ganz bewußt geworden ist, sonst hätte er seine Untersuchungen nicht dort abgebrochen, wo Stratigraphie und Tektonik in ihrer regionalen Beziehung eine Erklärung fordern, oder er hätte mit der Veröffentlichung des I. Bandes seiner Untersuchungen gewartet, bis er sich auch über manche der nah benachbarten Probleme ein Urteil gebildet.“ Demgegenüber muß ich feststellen, daß ich meine vorjährigen Untersuchungen nicht dort abgebrochen habe, wo ich nebenan eine Erklärung hätte geben müssen, sondern dort, wo ich die diesjährigen Untersuchungen wieder aufnahm, und der in Arbeit begriffene II. Band (Beobachtungen zwischen Maienfeld und Tiefenkastell), in welchem die nordschweizerischen Klippen zwischen Reuß und Rhein, die Glarner Alpen, das östliche Rhätikon und das Plessurgebirge, sowie die Umgebungen von Klosters, Davos und Tiefenkastell zur Sprache kommen werden, wird zeigen, daß die Basis, auf der ich arbeite, keine schmale ist, daß sie weder in kleinen noch in großen Gebieten der Grenze zwischen Ost- und Westalpen Erklärungen schuldig bleibt und daß von ihr aus ich meine Ansicht wohl zu verteidigen weiß.

Weitläufig, doch nicht inhaltsschwer sind v. Seidlitz' Einwendungen. In langer Ausführung kommt er zu dem wichtigsten seiner Schlüsse, daß mir der Nachweis, die Quetschzonen des Rhätikon stammten aus dem Hangenden, von dessen Trias-Juramassen deshalb nicht gelungen sei, weil ich nicht „zum faziellen Verständnis des exotischen Flysches durchgedrungen“ wäre. Ich hätte, so meint er weiter, für einen solchen Nachweis „von solchen Gebieten ausgehen müssen, wo flyschartige Bildungen dem Trias-Juragebiet normal aufgelagert sind, also z. B. von der Mottakopf—Nonnenalpfalte, die weder im Hangenden noch im Liegenden von Linien anormalen Kontaktes begrenzt wird“. Ganz abgesehen davon, daß ich eine Mottakopf—Nonnenalpfalte leugne (daß v. Seid-

[1] Mitt. geol. Ges. Wien. 1911. p. 37.

litz nicht in der Lage ist, diese einfache Falte im Streichen zu verfolgen, wird ebenfalls der II. Teil meiner Arbeit zeigen), glaubt denn v. Seidlitz, daß in jenem Gebiet mit seinen kleinen Flyschresten der ganze Flysch mit all seinen verschiedenartigen Gesteinen erhalten geblieben ist? Ich möchte v. Seidlitz bitten, für seinen Nachweis eine breitere Basis zu wählen. Einstweilen genügen mir meine Beobachtungen, und ich bleibe davon überzeugt, daß die fucoidenführenden Schiefer, glimmerreichen Sande, Arkosen usw., die ich aus normalen Verbänden mit Gosaukonglomeraten des Triasgebirges des hinteren Bregenzer Waldes kenne, im Rhätikon ehemals ebenfalls dem Hangenden der Trias-Juramassen angehörten.

Mit welchem Verständnis v. Seidlitz im Rhätikon das Wesen des exotischen Flysches durchdrungen hat, beweist er am besten im obersten Malbuntal, wo er in den jüngeren Partnachschichten, die durch Annäherung an die Arlbergschichten aus einer Wechsellagerung von deren typischen dunklen, feinblätterigen Tonschiefern mit harten grauen Kalkbänken bestehen, Flysch und Rhät vermutet. Allerdings drückt er sich hier wie auch sonst vorsichtig, d. h. unbestimmt aus, indem er nur von einem „flyschartigen Gestein" und Rhät ohne Fossilien spricht.

Auf v. Seidlitz' weitere Ausführungen bedauere ich einerseits wegen Mangels an Zeit, anderseits wegen der geringen Bedeutung, die ich ihnen beimesse, nicht näher eingehen zu können. Der II. Teil meiner Arbeit wird zeigen, wie die Verhältnisse im Rhätikon liegen.

München, September 1912.

Zur Kritik der von H. Mylius gegen mich gerichteten Entgegnung.

Von **A. Tornquist.**

Die Entgegnung, welche Herr Dr. H. Mylius auf meine Kritik seiner Auffassung der Tektonik der Algäu-Vorarlberger Juraklippen in dies. Centralbl. gebracht hat, kann ich nicht unerwidert lassen, trotzdem sie keinen Versuch einer weiteren Begründung seiner Auffassung enthält, dafür aber Angriffe gegen mich bringt. Sehr bedauerlich ist der unangenehme polemische Ton, an welchem Herr Mylius Geschmack findet und der unterdessen auch Herrn Dr. v. Seidlitz berechtigten Anlaß zu lebhafter Klage gegeben hat.

Herr Mylius sollte sich darüber im klaren sein, daß die Erörterung seiner Anschauungen in meinem Aufsatz durchaus nicht seinetwegen oder für ihn geschrieben ist, sondern allen den Gegenstand interessierenden Forschern die Unhaltbarkeit seiner Auffassung und die Unvollständigkeit seiner Untersuchung darlegen sollte. In gleicher Absicht ist ja unterdessen auch eine seine Auffassung ebenfalls ablehnende Kritik in dies. Centralbl. von Herrn Dr. v. Seidlitz erschienen.

Über die von Mylius gegen mich gerichteten Angriffe bemerke ich prinzipiell folgendes.

Im Irrtum befindet sich H. Mylius, wenn er meine Auffassung über die Klippen als eine schnell und wenig überlegte Hypothese hinstellt, vielmehr sollte er sich doch darüber klar sein, daß die Annahme der Auffaltung aus dem Untergrunde die primitivere Auffassung ist, welche jeder, welcher die Klippen als Bestandteile von Überschiebungsdecken ansieht, bereits überwunden haben muß.

Auf den Vorwurf, daß ich die Feuerstätter Klippen überhaupt nicht abgegangen hätte, kann ich nur erwidern, daß ich dreimal an dieser Lokalität gewesen bin und dort Fossilien geschlagen habe, von denen Mylius nichts entdeckte, auch publizierte ich zwei Photographien und ein ziemlich ausgedehntes Profil des Westabfalles des Feuerstätter Kopfes!

Schwerlich dürfte es Mylius ferner gelingen, die Gegenäußerung meinerseits mit der Bezeichnung der Unsachlichkeit ablehnen zu dürfen. Absolut sachlich und in ihrem Sinne vollständig unpersönlich sind die folgenden, von mir in meiner ersten Kritik gemachten Einwendungen gegen seine Ansicht der Herkunft der Klippen aus dem Untergrunde, welche ich hier noch einmal zusammenfasse.

1. Die außerordentliche Zerknitterung der Klippengesteine im Gegensatz zu den meist unzerdrückten Schichten der aus dem Untergrund aufgefalteten Kreide.

2. Die enge Verbindung der Klippen mit den kristallinen Exotica, die bisher noch niemand aus dem Untergrund hergeleitet hat.

3. Die Fazies der Klippen, welche im Mylius'schen „sekundär tektonischen“ Fjord nicht erklärt ist.

4. Die Verjüngung und das wahrscheinliche Auskeilen der Klippen nach unten in den Flysch hinein.

Solange Herr Mylius seine Untersuchung nicht zunächst auf die unter 2 erwähnten, von mir entdeckten und im Flysch weit verbreiteten kristallinischen Breccien und Konglomerate ausdehnt und auch eine Erklärung ihrer Herkunft ebenso wie für diejenige der großen, im Flysch liegenden Blöcke durch seine Theorie vorsieht, entbehren seine Auffassungen überhaupt der notwendigen Basis; dann hätte er aber außerdem nötig, eine Erklärung für die von ihm selbst bestätigten Beobachtungen unter 1 und 4 zu geben, falls er seiner Auffassung Überzeugungskraft verleihen wollte.

Bis dahin kann nur auf ihn selbst sein eigener Ausspruch Anwendung finden, daß er „schnell und wenig überlegt eine von Widersprüchen erfüllte Hypothese aufstellte“.

Personalia.

Gestorben: Am 21. Nov. d. J. Dr. **E. v. Koken**, o. Professor der Geologie und Paläontologie in Tübingen.

Habilitiert: Dr. **R. Lachmann** als Privatdozent für Geologie in Breslau.

Verlag der E. Schweizerbart'schen Verlagsbuchhandlung, Nägele & Dr. Sproesser, Stuttgart, Johannesstr. 3.
Druck von C. Grüninger, K. Hofbuchdruckerei Zu Gutenberg (Klett & Hartmann), Stuttgart.









